TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND VII
MIT 7 TAFELN, 93 TEXTABBILDUNGEN UND 1 KARTENBEILAGE

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1961

Inhaltsverzeichnis

1.—2. Heft

(Ausgegeben im März 1959)

Seite

Drong, H. J. Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranits" (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. (Mit 20 Textabbildungen, 7 Tafeln und 1 Kartenbeilage) 1

Schroll, E., und **N. Azer Ibrahim.** Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. (Teil III) 70

Tertsch, H. Bemerkungen zum Problem des Kristallwachstums 106

Hofer, F. Antigorit von Kirunavaara 115

Janda, I., und **E. Schroll.** Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. (Mit 4 Textabbildungen) 118

Amstutz, G. C. New Sulfur Isotope Ratios from South American Volcanoes. (With 1 Figure) 130

Literatur 134

Nachrichten 146

3. Heft

(Ausgegeben im Februar 1960)

Rockenbauer, W. Zur Geochemie des Selens in ostalpinen Erzen. (Mit 2 Textabbildungen) 149

Wieden, P. Ein eisenarmer Nontronit. (Mit 5 Textabbildungen) 186

Heritsch, H., und **H. Höller.** Untersuchungen an stengeligem Quarz eines Schriftgranites von Zwiesel, Bayern. (Mit 1 Textabbildung) 200

Heritsch, H., H. Höller und **Eva-Maria Walitzi.** Kristallform und Gitterkonstanten von 2,6-Bis-(2-hydroxy-3,5-dimethyl-benzyl)-3,5-dimethyl-phenol, $C_{26}H_{30}O_3$. (Mit 3 Textabbildungen) 204

Heritsch, H., G. Bertoldi und **Eva-Maria Walitzi.** Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel südlich Fehring, Steiermark. (Mit 1 Textabbildung) 210

Heritsch, H., und **Erentraud Kahler.** Strukturuntersuchung an zwei Kluftkarinthinen. Ein Beitrag zur Karinthinfrage. (Mit 6 Textabbildungen) . . 218

Heritsch, H., und **L. Riechert.** Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende von Černošin, ČSR. (Mit 1 Textabbildung) 235

Heritsch, H. Die äußere Gestalt kristallographischer Verzwilligungen in Gruppendarstellung 246

Brandenstein, M., I. Janda und **E. Schroll.** Seltene Elemente in österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen 260

Schroll, E., und **P. Wieden.** Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedler Sees. (Mit 1 Textabbildung) 286

Karl, F., und **G. Morteani.** Ein Vergleich der Ergebnisse von A. Bianchi und F. Karl über die granitischen Gesteine des Zillertales und des Großvenedigers (Hohe Tauern). (Mit 4 Textabbildungen) 290

Literatur 317

Nachrichten 327

4. Heft

(Ausgegeben im April 1961)

Seite

In memoriam Ciro Andreatta (H. Wieseneder) 329

Przibram, K. Einige mineralogische, Verfärbung und Lumineszenz betreffende Gesichtspunkte 331

Ficke, B. Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön. (Mit 39 Textabbildungen) 337

Beck-Mannagetta, P. Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin (Zentralalpen). (Mit 5 Textabbildungen) 437

Wieseneder, H. Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke 451

Literatur 455

Nachrichten 466

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft Nr. 118 . . . 467

Namenverzeichnis

(B)=Buchbesprechung, (M)=Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft Nr. 118

Abelson, P. H., 317 (B)
Amstutz, G. C., 130
Anderson, B. W., 134 (B)
Arnberger, E., 325 (B)
Azer, N. Ibrahim, 70

Beck-Mannagetta, P., 325 (B), 437
Beljankin, D. S., 455 (B)
Bertoldi, G., 210
Bouman, J., 322 (B)
Brandenstein, M., 260
Brauns, R., 456 (B)
Brockhaus 457 (B)
Bruhns, W., 458 (B)
Buerger, Martin J., 458 (B)
Burri, C., 318 (B)

Carozzi, Albert K., 459 (B)
Chudoba, K. F., 456 (B)

Dapples, E. C., 465 (B)
Drong, H. J., 1

v. Engelhardt, W., 462 (B)

Ficke, B., 337
Fink, J., 325
Flügge, S., 461 (B)
Franz, H., 460 (B)
Freiberger Forschungshefte: C 44, 146 (B), C 58, 320 (B)
Frondel, Cl., 320 (B)

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie, 134 (B), 321 (B)
Grill, R., 325 (B)

Haalck, H., 139 (B)
Heritsch, H., 200, 204, 210, 218, 235, 246
Hofer, F., 115
Höller, H., 200, 204

Iwanow, B. W., 455 (B)

Janda, I., 118, 260
Jakob, Ruth, 136 (B)
de Jong, W. F., 322 (B)

Kahler, Ehrentraud, 218
Karl, F., 290
Kleber, W., 137 (B)
Kontrus, K., 497 (M)
Kordes, E., 462 (B)
Krenkel, E., 138 (B)
Krumbein, W. C., 462 (B)

Lapin, W. W., 455 (B)
Laux, W., 465 (B)
Lechner, K., 325 (B)
Lotze, F., 141 (B)

Mason, Brian, 146 (B)
Maull, O., 323 (B)
Meixner, H., 147 (B), 490 (M)
Möbus, J., 461 (B)
Morteani, G., 290
Müller, H., 461 (B)
Mykura, W., 459 (B)

Papp, A., 325 (B), 326 (B)
Prescher, H., 135 (B), 136 (B), 461 (B)
Przibram, K., 331

Quellmalz, W., 461 (B)

Raaz, Fr., 140 (B)
Ramdohr, P., 458 (B)
Riechert, L., 235
Riley, Ch. M., 463 (B)
Robertson, R. H. S., 464 (B)
Rockenbauer, W., 149
Ruttner, A., 325 (B)

Sabine, P. A., 459 (B)
Scheidegger, A. E., 143 (B)
Schmidt, Kl., 464 (M)
Schmiedel, H., 461 (B)
Schneider, G., 465 (B)
Schneiderhöhn, H., 143 (B)
Schroll, E., 70, 118, 260, 286, 483 (M), 488 (M)
Schumann, H., 145 (B)
Sloss, L., 465 (B)
Struwe, H., 324 (B)

Tauber, A. F., 499 (M)
Tertsch, H., 106, 140 (B)
Thenius, E., 325 (B), 326 (B)

Walitzi, Eva-Maria, 204, 210
Wiedemann, Frohmut, 324 (B)
Wieden, P., 186, 286, 478 (M), 487 (M)
Wieseneder, H., 329, 451
Wilsdorf, H., 461 (B)

Zeschke, G., 145 (B)
Zirkl, E. J., 479 (M), 484 (M), 493 (M)

Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranits“ (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse

Von

Hans Joachim Drong, Innsbruck

Mit 20 Textabbildungen, 7 Tafeln und 1 Kartenbeilage

(Eingegangen am 19. Juli 1957)

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort 1
Topographie und Erschließung 2
Problemstellung 3
Arbeitsaufwand, Methodik 3
Lineare und flächige Parallelgefüge, Handstück- bis Aufschlußbereich 9
Korngefügeuntersuchungen (Dünnschliff) 40
Ergebnisse 60
Zusammenfassung 68
Literatur 68
Besetzungsdichten zu D 1 bis D 67 69

Vorwort

Als Herr Prof. Dr. Dr. h. c. *Bruno Sander* mir im Jahre 1948 einige Dissertationsaufgaben zur Auswahl stellte, wählte ich den Winnebachgranit, da mir eine Bearbeitung flächiger und linearer Parallelgefüge in einem durch Granitisation geologisch-zeitlich relativ abgegrenzten Gesteinskomplex besonders interessant erschien.

Infolge Schwierigkeiten der Nachkriegszeit vergingen sechs Jahre bis zum Abschluß der vorliegenden Arbeit am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck. Vielfachen Dank möchte ich allen denen aussprechen, die an ihrem Zustandekommen Anteil haben, an erster Stelle meinem verehrten Lehrer für vermitteltes Wissen und Anregungen, für die Leitung und unvermindert interessierte Anteilnahme bis zur Fertigstellung. Herr Prof. Dr. *J. Ladurner* unterstützte mich arbeitstechnisch, in Diskussionen mit meinen Freunden Dr. *F. Karl* und Dr. *K. Mignon* konnte ich mein Fachwissen erweitern. Nicht zuletzt haben meine liebe Mutter und meine Frau ihren Anteil an dieser Arbeit.

Der Institutspräparator, Herr *Gruber,* stellte die ausgezeichneten Dünnschliffe her. Dem Österreichischen Alpenverein danke ich für die Freiplätze auf der Winnebachsee-Hütte.

Topographie und Erschließung

Der Winnebachgranit liegt im mittleren Ötztal bei Längenfeld und Gries, Sulztal, in Biotitschiefer und Biotit-Plagioklas-Schiefer eingebettet. Das Hauptvorkommen liegt im Bereich der Winnebachseehütte. Ansonst erstrecken sich Granit und Migmatit etwa über 9,5 km ost-westlich im Streichen der Hüllgesteine und über 6,5 km nord-südlich senkrecht zu deren Streichen. Einzelne, randliche Migmatitbereiche zeigen an der Oberfläche keinen Zusammenhang mit dem Hauptvorkommen. Die Hochgebirgserosion hat im allgemeinen sehr gute Aufschlußverhältnisse geschaffen.

Erstmalig wird der Winnebachgranit von *Th. Ohnesorge* (Lit. 6) erwähnt und durch Cordieritpinit-Führung und Einschluß zahlreicher Schieferschollen von den anderen Ötztal/Stubai-Gneisen unterschieden.

Im Zuge der Aufnahme des Blattes Ötztal hat dann *W. Hammer* den Granit vom Winnebach eingehender petrographisch beschrieben und sein Gefüge gekennzeichnet (Lit. 1). *Hammer* erwähnt ihn auch in weiteren Veröffentlichungen (Lit. 2, S. 28 und 32; Lit. 3, S. 100—103, 113, 125—126) und kommt zu dem Schluß, daß die Intrusion des Granits ohne starke tektonische Bewegung *nach* der Verschieferung der Ötztaler Orthogneise erfolgte. Gemeinsam mit den älteren Gneisen wäre er dann noch einer Metamorphose unterworfen worden, welche die charakteristische Granulationsstruktur erzeugt hätte. Jüngere Bildungen als der Winnebachgranit wären die ihn begleitenden sauren (meist Aplite) und basischen Ganggesteine.

O. Schmidegg vermutet, daß der Winnebachgranit zeitlich mit den während der Schlingenbildung intrudierten jungen, granitisch-tonalitischen Magmen, wie am Hochjoch oder Gingeljoch zusammenfällt (Lit. 15, S. 87—88). Nach seiner Synthese (Lit. 16, S. 135) fällt er zeitlich auch mit der Intrusion des Adamello-Granits zusammen und wäre älter als die jungen Bewegungen der „Phase 3", in welcher größere Bewegungszonen, wie Tonalelinie, Montozzolinie und als jüngste die Judicarienlinie ausgebildet wurden. *Schmidegg* erwähnt auch, daß die zahlreichen jüngeren und fast durchwegs E—W verlaufenden basischen Gänge jünger als die Schlingenbildung, jedoch von noch jüngeren nachkristallinen Bewegungsvorgängen erfaßt sind.

Die letzte Arbeit, die teilweise auf den Winnebachgranit (östlicher Randbereich) eingeht, ist eine noch unveröffentlichte Dissertation von *K. Mignon* (Lit. 5). Er beschreibt ihn petrographisch und mißt hier erstmalig B-Achsen ein, wobei er zu dem Schluß kommt, daß es in diesem Bereich schon vor der Migmatisation geprägte B-Achsen gibt.

Problemstellung

Die durchgeführte Untersuchung galt einer Beantwortung der Frage nach der Art des An-Ort-und-Stelle-Tretens des Granits und Migmatits vom Winnebach. In engster Anlehnung an die durch *Sander* (besonders Lit. 10, S. 185 ff. und Lit. 11, S. 307 ff.) gehandhabte Kritik an der analytischen Behandlung von Intrusivgesteinen und der durch die Gegenüberstellung der Begriffe „Amplatzgefüge" — „Einströmungsgefüge" geschaffenen Klarheit war mit den Mitteln gefügeanalytischer Arbeitsmethodik zu überprüfen, ob

1. Migmatit und Granit in bezug auf die Orientierung definierter Gefügekoordinaten Eigenregel gegenüber den Hüllgesteinen zeigen oder nicht; wenn nicht, also im Falle homotaktischen Gefüges, ob

2. Migmatit und Granit während der ältesten Kristallisation so geregelt wurden wie die Hülle oder ob das homotaktische Gefüge durch spätere, gemeinsam erlittene Deformationen erzeugt wurde.

Arbeitsaufwand

An 75 Begehungstagen wurden 250 Handstücke mit wenigen Ausnahmen orientiert entnommen, ferner 2700 Daten linearer oder flächiger Parallelgefüge (B-Achsen, s-Flächen und Klüfte) im Felde eingemessen.

Mit dem Universal-Drehtischmikroskop erfolgte eine Kontrolle einzelner B-Achsen durch Einmessen von 4345 Glimmern und 4256 Quarzen, bei der Quarzkontrolle wurden zusätzlich etwa 1800 Körner als nicht lamellierter Plagioklas ausgeschieden.

Die verschiedenen Aufschluß- und Korndiagramme erforderten ein Auszählen von insgesamt 14.000 Auszählpunkten.

Methodik

Bei Feldarbeit und Dünnschliffbearbeitung wurde nach der gefügekundlichen Arbeitsmethodik *Sanders* (Lit. 9, 10 und 11) vorgegangen.

Eine homogene Verteilung der Meßbereiche und Probeentnahmestellen konnte nicht eingehalten werden, da das Aufnahmsgebiet für den Alleingeher teilweise nicht begehbar ist und aus Gründen, die aus den folgenden Ausführungen ersichtlich sind. Eine Neukartierung unterblieb zugunsten der mehr auf tektonische Kartierung eingestellten Aufgabe, wäre aber besonders im Hinblick auf unterschiedliche tektonische Fazies im Migmatit und Granit nicht unfruchtbar.

Das Einmessen anhaltender Klüfte wurde mit dem Bemühen vorgenommen, das richtige Zahlenverhältnis ihrer Beteiligung am jeweiligen Aufschlußbereich zu erfassen.

Erheblichen Schwierigkeiten begegnet im Felde das Einmessen von Faltenachsen und s-Flächen im Migmatit und die Ermittlung der Gefügekoordinate B des Granits und erfordert einen sehr großen Zeitaufwand; das Gestein ist massig und sein Oberflächen-

relief an den Aufschlüssen wird nicht von Schieferungsflächen, sondern von Klüften gestaltet. Letztere sind nur in ganz seltenen Ausnahmefällen als genügend strenge ac- oder h0l-Klüfte in bezug auf das B des untersuchten Bereiches vorgefunden worden, wo dann auf einfache Art über das Lot auf ac oder die Linearen auf h0l die Lage der Koordinate B erhalten werden könnte. Bei Falten innerhalb eines durch andere als h0l-Klüfte zu den Faltenachsen begrenzten Kluftkörpers bilden die s auf den Kluftflächen aber Kurven ab. Im Gegensatz zu den Schiefer- oder Gneisgesteinen der Hülle ermöglichte also die kluftbedingte Oberfläche in Migmatit und Granit im allgemeinen nicht ein Einmessen der B-Achsen als Lineare auf s-Flächen.

Der beste Weg, ein günstiges Verhältnis zwischen Zeitaufwand und Ausbeute an Daten von s-Flächen und B-Achsen zu erhalten, war nach wenigen Begehungen zu erkennen: Mitnahme einer genügenden Anzahl (z. B. etwa je 10) von orientierten Handstücken — Entnahmestellen über den Aufschlußbereich gut verteilt — aus möglichst homogen verteilten Aufschlußbereichen und deren Bearbeitung nach An- oder Dünnschliffpräparation; im Felde in Granit und Migmatit Beschränkung auf wichtige Beobachtungen und Kluftanalysen. Dieser Weg konnte nicht eingeschlagen werden, da nicht genügend Schneidscheiben zur Verfügung standen.

Die erforderlichen Daten mußten also im Felde ermittelt werden. Zwei Beispiele mögen verständlich machen, mit welchem Zeitaufwand dabei zu rechnen ist. Bereich Gänsekragen, Daten Diagramm D 45, 7 Tage abzüglich $1^1/_2$ Tage für Anmarsch und $^1/_2$ Tag für das Herausmeißeln eines bestimmten Handstückes. Bachfallenferner-Zunge Diagramm D 48, $1_1/^2$ Tage.

Die stoffkonkordanten B-Achsen im Migmatit und Granit konnten im Gelände (wenn überhaupt) nur über das Einmessen der Faltenschenkel bzw. gefalteter Einzelschollen oder mehrerer nicht gefalteter, aber gegeneinander verstellter Einzelschollen, richtungsmäßig ermittelt werden, indem diese eingemessenen Flächen in der Lagekugelprojektion zum Schnitt gebracht wurden. Den besten und fast ausschließlichen Überblick über die Lage von Faltenachsen eines Aufschlußbereiches im Migmatit gaben ac- oder wenigstens annähernd $\perp$ B liegende Klüfte.

Das Einmessen der stofflichen s-Flächen wurde so gehandhabt, daß sie, meistens auf den zuletzt erwähnten Klüften, mit Hilfe einer planen Fläche (z. B. steifer Karton) einvisiert und ihr Streichen und Fallen dann durch Anlegen des Kompasses an diese Hilfsfläche ermittelt wurde. Das war dort möglich, wo die Verwitterung Festigkeitsunterschiede stoff-inhomogener Lagen, wie beispielsweise Millimeter-Rhythmik Glimmer und Quarz-Feldspat, reliefartig her-

ausgearbeitet hat, nicht jedoch an glatten Klüften. Häufiger war das im hüllennäheren, seltener im granitnäheren Migmatit zu finden. Die Schwierigkeit dieser Einmeß-Methode lag im Erreichen einer wirklichen Parallelstellung der Hilfsfläche zur s-Fläche, ganz abgesehen vom Auffinden von solche Messungen ermöglichenden Stellen. Dazu ein Beispiel: Die Inhomogenitätsflächen der Falten, die höchstens bis zu 1 mm herauswittern, beißen nicht immer parallel s, sondern oft keilartig aus, wodurch die Lage von s mehr-

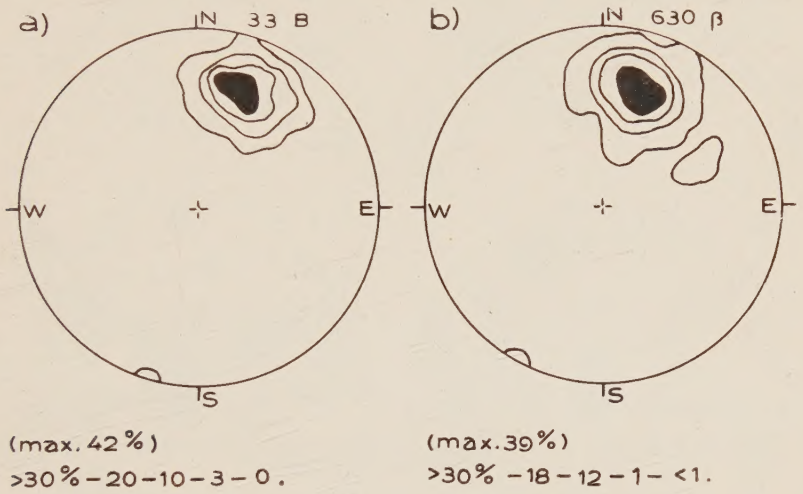


Abb. 1. B und β im Aufschlußbereich mit lagekonstanten Achsen.

deutig wird, zumal ja eine genügend genaue Lage der Kluftfläche ⊥ B nicht gewährleistet ist oder überprüft werden kann (der Kluftfläche, mit der die s-Flächen angeschnitten sind).

Es ist der Idealfall, wenn aus *einer* Falte mehrere ihrer s-Flächen eingemessen werden können, deren gemeinsame Schnittgerade dann die Faltenachse ergibt und mehrere auf diese Art erhaltenen Falten in einem Aufschluß die Übersicht über die Lage der Faltenachsen im Diagramm. Bei der Seltenheit der einvisierbaren s-Flächen konnten sehr oft in einem Aufschluß nur s-Flächen aus jeweils verschiedenen Falten eingemessen werden. Eine solche Unterscheidung ist aber dann von Bedeutung, wenn die Faltenachsen nicht eine Gleichlage oder geringere isometrische Streuung um ein Zentrum einnehmen, wie an den folgenden aus der Arbeit vorweggenommenen Beispielen erörtert werden soll.

Die Abb. 1 zeigt Sammeldiagramme aus mehreren Aufschlüssen (Bereich Westfalenhaus) eines in bezug auf den Ort der Achsenhäufung in der Projektion homogenen Bereiches.

In Abb. 1 a wurden einzelne Faltenachsen ausgezählt, die über Einmessen jeweils mehrerer s-Flächen aus jeweils gleichen Falten ermittelt worden waren. In Abb. 1 b wurden β als Schnittgerade (bzw. Durchstoßpunkte derselben) verschiedener, *nicht* zu jeweils *gleichen* Falten gehörenden s-Flächen des gleichen Bereiches ausgezählt. a und b führen, geometrisch bedingt als Folge der angegebenen Homogenität, zum gleichen Ergebnis.

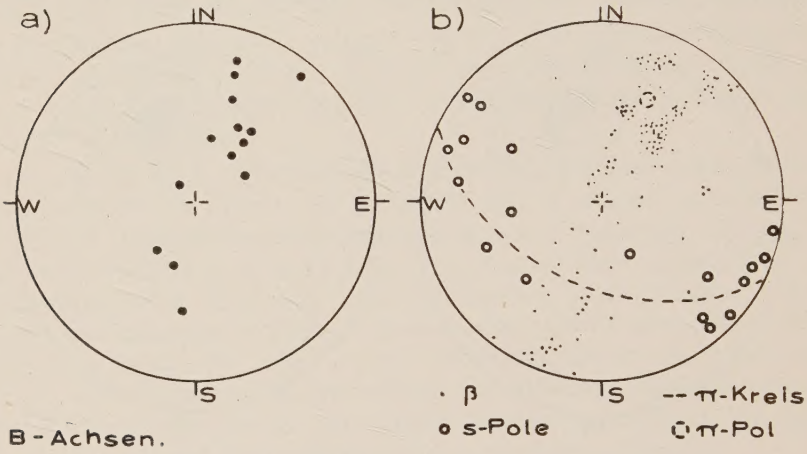
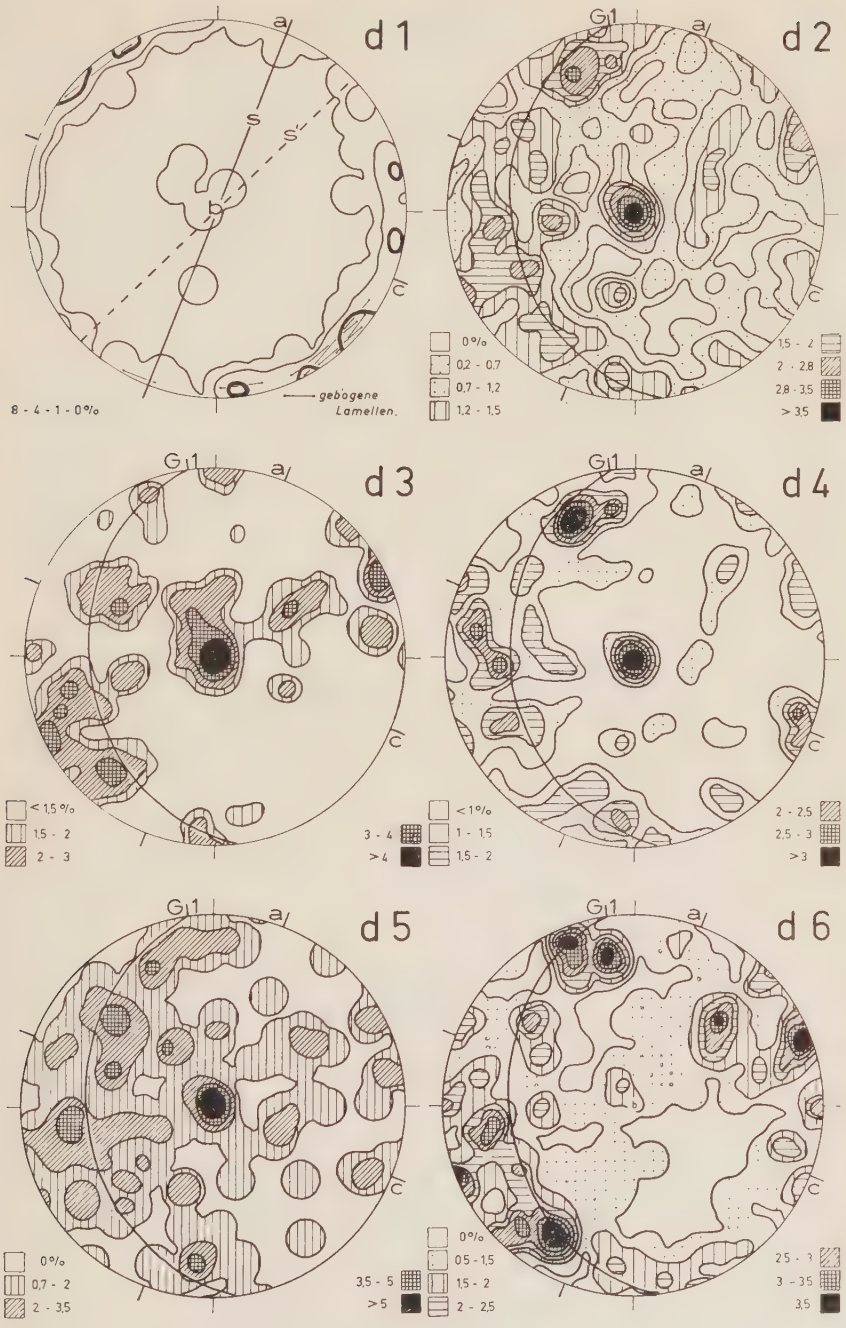


Abb. 2. B und β in einem Aufschlußbereich mit Divergenz im Achseneinfallen bei Homogenität in bezug auf das Achsenstreichen.

In Abb. 2 ist ein Bereich erfaßt, der in bezug auf das *Streichen* der Migmatit-Faltenachsen homogen ist (Seeblaskogel Südseite), jedoch nicht in bezug auf deren jeweiliges Einfallen: Gleiches Achsenstreichen bei verschiedenem Einfallen. Abb. 2 a sind einzeln eingemessene Faltenachsen dargestellt, 2 b zeigt das Verhalten von einzelnen s-Flächen aus jeweils verschiedenen Falten. Wenn in diesem Bereich nicht auch einzelne Faltenachsen, sondern nur einzelne s-Flächen aus jeweils verschiedenen Falten hätten eingemessen werden können, dann fiele der π-Pol des einen Mittelwert des breiten s-Pol-Gürtels repräsentierenden π-Kreises auf einen Punkt der Lagekugel und es ließe sich daraus nicht das charakteristische Verhalten der Faltenachsen, nämlich die Streuung auf einem Großkreis (hier vertikal stehend), entnehmen. Eher ist das aber bei diesem Beispiel aus der β-Darstellung zu entnehmen.

Tafel I. d 1. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. 100 Lote auf (001) Glimmer. d 2. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. 628 c-Achsen Quarz, Sammeldiagramm. d 3. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. 203 c-Achsen größerer („kleinkörniger") Quarze. d 4. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. 427 c-Achsen normalgroßer („sehr fein- bis feinkörniger") Quarze. d 5. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. 138 c-Achsen nicht undulöser Quarze. d 6. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal 194 c-Achsen deutlich undulöser Quarze.



Tafel I. d 1 bis d 6.

Um eine von jedem subjektiven Einfluß freie Aufnahme zu erhalten, wurde so vorgegangen, daß zunächst die Daten einmeßbarer stofflicher s-Flächen im Migmatit nur notiert und nicht gleich auf einer Oleate eingetragen wurden. Anschließend wurde überblicksweise die Homogenität des Aufschlusses kontrolliert und dann mit den erst jetzt in die Lagekugelprojektion übertragenen Daten verglichen. Zur weiteren Kontrolle wurden Handstücke orientiert entnommen. Die Entnahme möglichst zahlreicher Handstücke auch aus den Hüllgesteinen für die Ermittlung des Achsengefüges war sehr von Vorteil, da letzteres in diesen Gesteinen oft sehr wenig ausgeprägt vorgefunden wurde.

Zur Besprechung der Aufschlußbereiche ist zu bemerken, daß die Grenzen von Homogenitätsbereichen allgemein nicht ermittelt wurden. Wo solche in der Kartenbeilage abgegrenzt sind, sind die Grenzen als offen anzusehen, es erfolgte an Einzelstellen im abgegrenzten Raum eine Genitätskontrolle, welche Homogenität in bezug auf die beobachteten Gefügedaten (B und s) ergab. Unter s-Flächen sind stoffkonkordante s-Flächen zu verstehen, wo nicht, ist es jeweils gesagt.

Die Richtungsangaben von Gefügedaten wurden im Text wie folgt vorgenommen: N 70 W/20 W, vor Schrägstrich = Streichen, nach Schrägstrich = Fallen, wobei die Fall-*Richtung* nur allgemein angegeben wird, also anstatt .. /20 WNW zur Vereinfachung .. / 20 W. Werden allgemeine Angaben wie östlich oder nördlich gemacht, so können die genauen Daten aus den Diagrammen abgelesen werden.

Die Orts- und Höhenangaben sind der Alpenvereinskarte, Blatt „Stubai Nord", entnommen, die auch [1] als Unterlage für die beigegebene Beilage 1 diente. Als geologische Kartengrundlage diente die Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Ötztal, die auch teilweise in die Beilage 1 übertragen wurde.

Die Aufschluß-Diagramme *D* 1 bis 67 sind auf den entsprechenden Aufschlußbereichen — bei Platzmangel in deren Nähe — der Karte Beilage 1 angebracht. Die zu D 1 bis 67 gehörenden Angaben über die Besetzungsdichten der ausgezählten Diagramme sind auf S. 69 zu finden [2].

Die Nummern der Korndiagramme *d* 1 bis 41 sind auch auf den Diagrammen D 1 bis 67 der Aufschlußbereiche vermerkt, aus denen die zur Kontrolle benutzten Handstücke entnommen worden sind.

Sämtliche Diagramme sind Projektionen auf die untere Kugelhälfte des *Schmidt*schen Netzes.

[1] Mit freundlicher Genehmigung des Österreichischen Alpenvereines.

[2] Kluftpoldiagramme sind durch „K" gekennzeichnet.

Lineare und flächige Parallelgefüge, Handstück- bis Aufschlußbereich

Niederthai

Die s-Flächen des *Biotit-Plagioklas-Schiefergneises* fallen im allgemeinen bei ost-westlichem Streichen mittelsteil gegen N ein. Stärker abweichende Streichrichtungen sind bedingt durch um einfallende und nicht E—W streichende B-Achsen gefaltete s-Flächen.

Die vorherrschende B-Achse für den Bereich Niederthai—Hemerkogel liegt um N 65 W/20 W, beobachtbar als Fältelungsachse auf s-Flächen und Faltenachse von Dezimeter- bis Meter-Größenordnung. Am homogensten erscheint das Nordende des vom Hemerkogel (P. 2760) nach Norden ziehenden Grates (Scheibele—Blözen—Mahdebene) mit konstanter Lage der s-Flächen bei E—W/50 N (D 1), B wie oben genannt.

Am Fuße dieses Grates, SE Niederthai, sind die Schiefer bei stärkerer Streuung der westnordwestlichen B-Achsen intensiver verfaltet (D 2), doch bleibt der Schwerpunkt dieser B weiterhin westfallend. Auch das generelle Streichen der s-Flächen ist weiterhin ostwestlich, jedoch fallen sie mit 35° gegen N flacher ein als oben am Grat. Bei der Lage der s-Pole auf einem π-Kreis N 25 E/75 E ist die Verstellung der s-Flächen im Aufschlußbereich den B-Achsen in WNW zugeordnet. Mit diesen überkreuzen sich andere B auf s, darunter besonders folgende zwei Gruppen: Teils Fältelungs B (im Handstückbereich s-Flächen verstellend) teils Lineare (eventuell Scherungs-B, wie an anderer Stelle beobachtet) in NNE; Fältelungs-B steil gegen E fallend, vorwiegend auf den s steilstehender Faltenschenkel der WNW streichenden B-Achsen ($B' \perp B$).

Einen anderen Bau zeigt der Hangabschnitt zwischen Ennebach und Überfeld. Bei noch intensiverem Faltenbau streichen die s-Flächen vorwiegend N—S und fallen etwa 30° gegen E ein (D 3). Ihre Verstellung ist syntektonisch zu der B-Häufung um N 70 E/30 E. Etwa 90° zu dieser B-Häufung treten in NNW und SSE mit stärkerer Streuung kleine Fältelungsachsen auf s auf. Die auf den s-Flächen auch dieses Bereiches liegenden westnordwestlichen B-Achsen fallen leicht gegen ESE ein. Der Bereich stellt eine inhomogene Einschaltung (in bezug auf Verstellung der s und vorherrschendes B) in den nach WNW-Achsen deformierten Schiefern dar.

Einen ähnlichen Bau zeigt auch der *Granitgneis* von Umhausen dort, wo er östlich des Wiesle mit flach liegenden s-Flächen den Biotit-Plagioklas-Schiefergneis unterlagert (D 4). Der Befund im

Felde ergibt wellige Verstellung der flachliegenden s des Augengneises im Aufschlußbereich um B N 60 E/15 E. Zusammen mit diesen am schärfsten gehäuften B besetzen auf s sich überkreuzende Fältelungs-B einen flach N fallenden Gürtel, wobei sie auffälligerweise in Häufungen mit etwa 30° Abstand auftreten. Auf den s-Flächen scheinen die Fältelungs-B in NNE von jenen in NNW überprägt zu sein.

Südlich des im Diagramm D 1 zusammengefaßten Bereiches, am Hemerkogel, fallen die *Biotit-Plagioklas-Schiefer* ebenfalls allgemein gegen N ein, doch zeigen ihre s eine größere Streuung. Die WNW-Achsen bilden eine deutliche Häufung um N 65 W/25 W (D 5).

Stellenweise treten hier *Migmatit*-Einschaltungen auf: Die Schiefer werden massiger, die Biotite ordnen sich lagenweise an und bilden eine Millimeter-Rhythmik aus. Bald tritt die relative Konstanz der Lage der s-Flächen ganz zurück und schon im Handstückbereich zeigt sich intensivste schlierige Fältelung. Häufig sind auch ptygmatische Falten zu beobachten, besonders in den Bereichen unmittelbar südlich des Hemerkogel und „Die Egger".

Sowohl die Achsen der Migmatit- als auch die der ptygmatischen Falten fallen mit der Häufung von B N 65 W/25 W zusammen. Manchmal zeigt der Migmatit hier Stengelbau, hervorgerufen durch zahlreiche im Handstückbereich auftretende h0l-Klüfte zu B.

Am Punkt 2770 m, südlich des Hemerkogel, liegen metergroße, N 80 W streichende Falten mit gegen N gerichteten Antiklinalen; auf den Schenkeln dieser Falten wurden keine B-Achsen gefunden, jedoch a als Lineare auf s senkrecht zu den Faltenachsen.

Im Bereich Hemerkogelgrat—Die Egger wurden auch Klüfte eingemessen, deren Pole in D 6 zwei Maxima besetzen, und zwar um N 85 W/20 W und N 75 E/15 E. Die Klüfte der erstgenannten Häufung durchsetzen in etwa 5-cm-Rhythmik sehr scharf und auffällig das Gestein. Zu der Polhäufung in N—S/65 S konnte in einem Falle auf einer entsprechenden Kluft E—W/25 N eine Harnischriefung in N—S gemessen werden, mit ablesbarem Relativsinn Liegendes gegen N unten, Hangendes gegen S oben.

Dorf im Ötztal

In der Dorfer Rinne besetzen die s-Flächenpole der *Biotit-Plagioklas-Schiefer* am Rastle einen π-Kreis N 18 E/60 W entsprechend welligen Falten von Meterdimension (D 7). Der Verstellung der s ist eine B-Achsenhäufung um N 65 W/30 E zugeordnet. Eine Unterscheidung von überprägenden und überprägten B der gestreuten

Fältelungsachsen ist nicht möglich. An einem Handstück ergibt sich, daß ein B als Knickfalte N 78 W/30 E jünger erscheint als ein Fältelungs-B N 44 W/8 NW.

In etwa 1800 m Höhe (zirka 300 m oberhalb und 700 m östlich Rastle) des Grabens besetzen die s-Flächenpole einen π-Kreis N 30 E/75 E, dessen Pol mit einer B-Häufung in N 60 W/20 W zusammenfällt, während andere Fältelungs-B auf s über die gesamte Lagekugel entsprechend den verstellten s-Flächen streuen (D 8). Die Art der Faltung ist bei der Enge und Steilheit des Grabens hier nicht überblickbar. In der nördlichen Grabenwand (allein nicht erreichbar) wurde eine etwa $^1/_2$ m^2 große Migmatit-Einschaltung beobachtet, die pfahlartig in den Schiefern steckt.

Die beiden Bereiche (D 7 und D 8) erscheinen nach den Diagrammen um eine flache N 25 E streichende Rotationsachse gegeneinander verschwenkt. Ein Überblick vom Südrand des Grabens gegen N auf die Grabenwände läßt auch eine großräumigere Vorstellung der s-Flächen um eine nordsüdliche Achse vermuten.

Das Nordende des *Biotit-Granit-Gneises* östlich Dorf zeigt bei E—W-Streichen mittelsteiles Nordfallen und geht so konkordant in den Biotit-Plagioklas-Schiefergneis über (D 9). Horizontale E—W-Fältelungs- und Scherungsachsen sind vorhanden, desgleichen solche in der Vertikalebene N 30 W mit verschiedenem Einfallen, letztere jedoch nur in kleineren Dimensionen (nur im Handstückbereich beobachtet). Als Fältelungsachse auf s und im Aufschlußbereich nicht s-Flächen verstellend ist B N 70 W/10 W zu beobachten.

Ansonsten wurde im Biotit-Granit-Gneis E Dorf ein anderer Bau vorgefunden, der wie folgt gekennzeichnet werden kann (D 10).

Die s-Flächen-Pole liegen im Gesamtbereich im allgemeinen auf einem π-Kreis N 20 W/45 W, π-Pol und β-Maximum bei N 70 E/45 E. Die Verstellung der s-Flächen ist im Felde als wellige Faltung, aber auch als plötzliches Umknicken begleitet von Scherung zu beobachten. Die Tautozonalitätsachse der s-Flächen fällt mit einem B-Achsenmaximum um N 70 E/55 E annähernd zusammen. Diese B treten als Fältelungs-B, teils auch als Knickfalten auf den s-Flächen auf.

In Einzelfällen ergaben sich Abweichungen von dem eben genannten allgemeinen Bau.

Auf den Faltenschenkeln der s-Flächen zu B N 70 E/55 E treten nach B-Achsen gleichen Streichens in der Vertikalebene N 20 W mit divergierendem Einfallen Faltungen und Scherungen auf. In den Schrofen oberhalb der Fuchslöcher SE Dorf wurde eine etwa 20 m verfolgbare „S-Falte" nach einem solchen B mit Achsenlage

N 20 W/55 N beobachtet. Auch die den Biotit-Granit-Gneis im Süden begrenzende aplit-granitische Randpartie am Straßenknick Rötelstein zeigt für Glimmer eine solche Beanspruchung im Dünnschliffbereich mit Halbgürtel $\perp$ b = B N 24 W/15 N.

Als eine weitere Inhomogenität in bezug auf die Deformation nach ENE-Achsen treten vereinzelt Verstellungen der s-Flächen um horizontale N 70 E streichende B auf. Im Wirkungsbereich dieser Deformation stehen die s vorwiegend seiger und fallen dadurch auf, daß sie Wände und Schroffen weiträumig durchschneiden. Ihre Achsen sind sowohl Faltungs- als auch Scherungs-B.

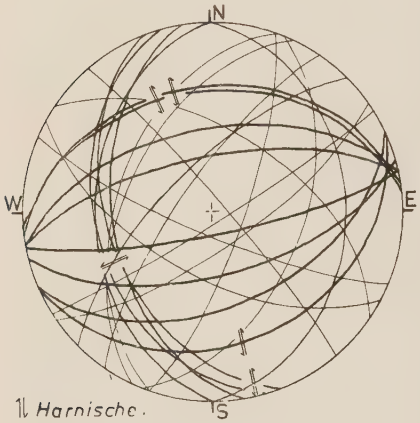


Abb. 3. Klüfte im Biotit-Granit-Gneis E Dorf.

Dünnschliffe $\perp$ zu den horizontalen und solche $\perp$ zur Faltenachse steilerer, ebenfalls N 70 E streichender B zeigen stark postkristalline Deformation in bezug auf Biotit und Quarz.

Außer diesen die s-Flächen verstellenden B-Achsen wurden noch Kleinfältelungs-B $\perp$ zu dem steilen Maximum beobachtet, die in D 10 mit dem π-Kreis zusammenfallen, ferner solche in der Vertikalebene N 20 E mit Häufung bei 60° Nordfallen.

Das steile Maximum und die horizontalen Achsen in N 70 E zeigen gleiches Achsenstreichen. Die Achsen in der Vertikalebene N 20 W streichend haben bei 60° Nordfallen eine Häufung und liegen $\perp$ B N 70 E/horizontal.

In der Abb. 3 sind die im Biotit-Granit-Gneis eingemessenen Klüfte zusammengefaßt, darunter auch einige mit Harnischen. Auffallend ist die durch die häufigsten Klüfte abgebildete N 75 E- bzw. N 15 W-Symmetrie. Die mehrscharig mit Scherungsachse N 75 E/5 E auftretenden h0l-Klüfte zu B-Achsen gleicher Lage sind durch Harnische als solche gekennzeichnet. Sie lassen als Relativsinn ablesen: Nordfallende Klüfte Liegendes gegen N unten, Hangendes gegen S oben; südfallende Klüfte Liegendes gegen S unten, Hangendes gegen N oben.

Die den Biotit-Granit-Gneis E Dorf oberhalb und NE der Fuchslöcher überlagernden *Biotit-Plagioklas-Schiefergneise* sind in ihrer stofflichen Zusammensetzung sehr uneinheitlich; s-parallel sind sehr quarzreiche Lagen und auch Biotit-Granit-Gneis-Lagen von

Dezimeter-Mächtigkeit eingeschaltet. Die s-Flächen streichen generell N 80 W bei wechselndem N-Einfallen und sind wellig verfaltet um B-Achsen bei N 75 W/horizontal. Der generelle Bau mit Symmetrieebene N 15 E/90° wird dadurch gestört, daß in Kleinbereichen (Meter bis Handstück) die s-Flächen nach folgenden Achsen verstellt werden: 1. Um B in der Vertikalebene N 18 W als Achsen mit gleichem Streichen bei divergierendem Einfallen, auch als Knickfalten auf s beobachtet; 2. lokal auftretender Bereich mit sehr kräftiger Durchfaltung (Stauchfalten) nach B N 60 E/35 NE, auch als metergroße Falte beobachtet (o—o in D 11). Die in D 11 auftretende B-Häufung dieser Lage ist nur in diesem begrenzten Teilbereich eingemessen.

Auf Kote 1500 m wurde in Biotit-Plagioklas-Schiefer eine Migmatit-Einschaltung gefunden. Die Faltenachsen der Migmatit- und zahlreich auftretenden ptygmatischen Falten liegen um N 35 E/25 NE.

Ob der *Migmatit* bei Kote 1550 m zwischen Bachfalle und Klapfen an der Oberfläche mit dem Migmatit am Kochler zusammenhängt und damit sichtbaren Anschluß an den Winnebachgranit erhält, konnte mangels Aufschlüssen nicht festgestellt werden. Kontinuierlich verfolgbare Übergänge zwischen Hüllgestein und Migmatit sind nur vereinzelt aufgeschlossen und sehr klein.

Das massige, biotitreiche Gestein erlaubt am Aufschluß nur selten ein Einmessen von s-Flächen oder Faltenachsen. Die s-Flächen, die gemessen werden konnten, streichen vorwiegend NNW und fallen mittelsteil gegen ENE oder steiler gegen WSW ein (D 12), flach N fallende streichen ostwestlich. Ihre Pole liegen auf einem π-Kreis N 70 E/75 S; die Faltenachsen, teils als β ermittelt, teils direkt eingemessen und in einem Falle mit dem U-Tisch bestimmt (vgl. d 11), liegen mit nur geringer Streuung um N 20 W/15 N.

Nach gleichen B ist auch der westlich unterhalb an den Migmatit angrenzende Biotit-Plagioklas-Schiefergneis deformiert. In D 12 sind beide Gesteine zusammengefaßt. Das Korrelat zu den schlierigen Falten des Migmatits bilden hier kräftig ausgebildete Kleinfältelungen auf s mit gleicher Ortslage in der Projektion (vgl. d 14). Biotit und Muskowit erscheinen im Migmatit parakristallin deformiert, der Quarz ist gering undulös. Der Schiefer-Dünnschliff zeigt prä- bis parakristallin deformierte Glimmer und deutlicher undulösen Quarz.

Die in D 12 aufscheinenden B um N 70 E/30 E wurden als Stauchfältelungs-B in einem örtlich begrenzten Bereich nördlich vor dem Migmatit im Schiefergneis vorgefunden, zwei solche B auch im Übergang Schiefer—Migmatit hangabwärts.

Sowohl im Hüllgestein als auch im Migmatit treten Quarz/Feldspatgänge mit Zentimeter-Mächtigkeit auf, deren Pole ebenfalls den π-Kreis in D 12 besetzen. Häufig sind hier auch ptygmatische Falten zu finden. Es konnte beobachtet werden, daß eine ptygmatische Falte, die von einem Quarz/Feldspatgang gekreuzt wird, insofern ein bemerkenswertes Verhalten zeigt, als immer einer ihrer Faltenschenkel parallel s des umgebenden Gesteins liegt, im Bereich rechts unten beide Faltenschenkel, wie in der Skizze Abb. 4 mit Zeichenebene ⊥ B N 20 W/15 N in natürlicher Größe wiedergegeben ist, ein Verhalten, dem oft begegnet wurde.

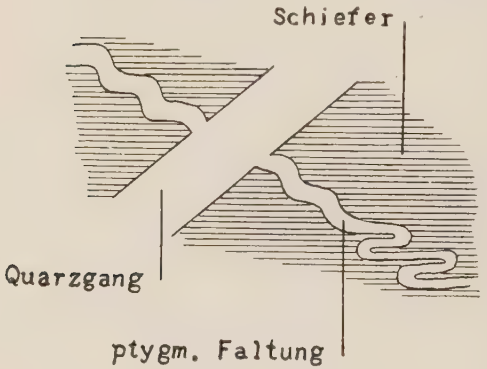


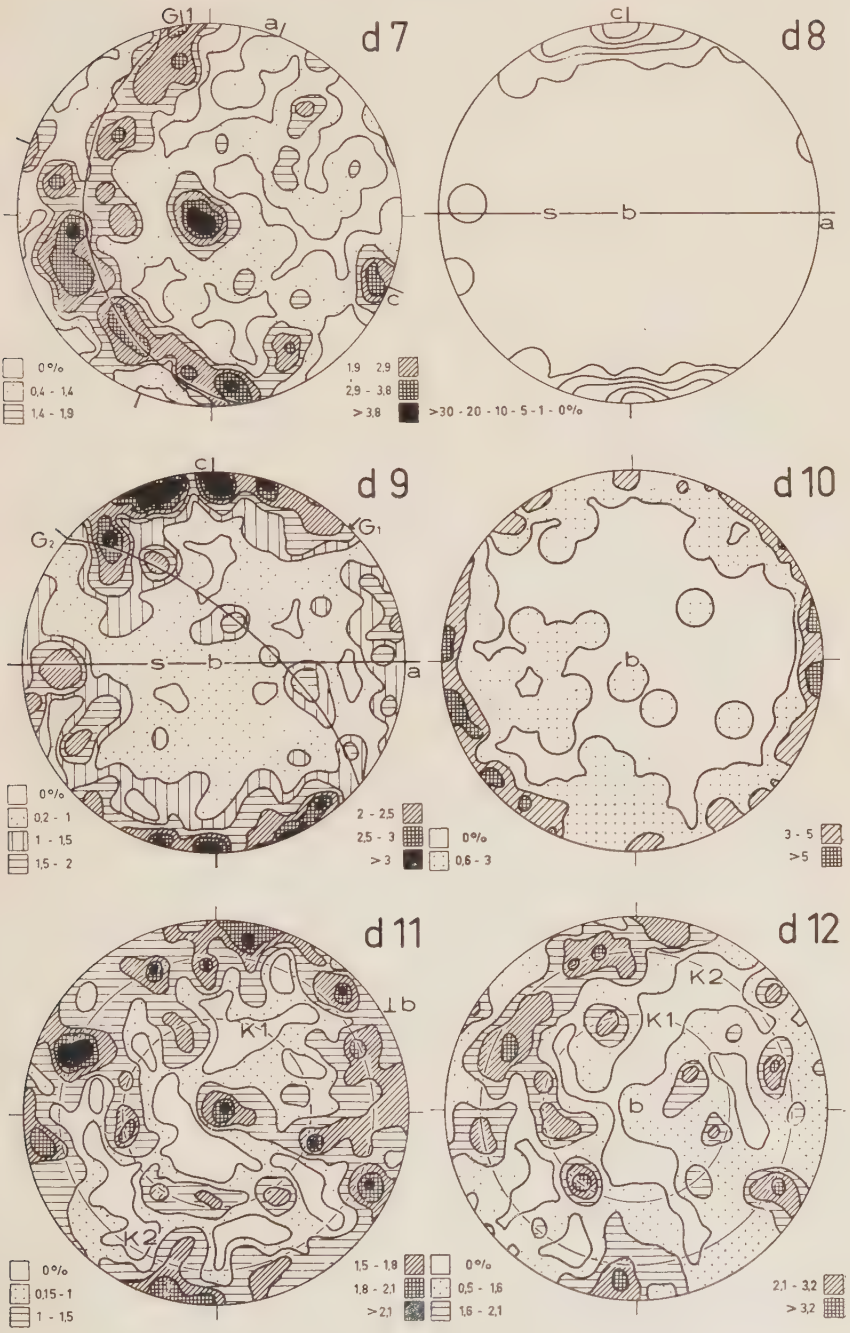
Abb. 4. Aplitgänge im Biotit-Plagioklas-Schiefer.

Das Kluftgefüge dieses Bereiches wird beherrscht von E—W streichenden, steil gegen S fallenden Klüften (Maximum in D 13). Es sind geschlossene Klüfte, Harnische oder Verwerfer konnten nicht beobachtet werden. Da sie unabhängig vom s- und B-Gefüge weit durch das Gestein greifen — sowohl Migmatit als auch Schiefer —, sind sie jünger als die Granitisation in diesem Teilbereich. Letzteres gilt auch von einer mehrscharigen Klüftung mit Tautozonalitätsachse in N 20 E/10 N; es sind dies die in D 13 mit 1 und 1′ bezeichneten Kluftpolbesetzungen. Die Klüfte zu den Polhäufungen ENE und WSW (2 und 2′ in D 13) wurden nur im Schiefer gefunden. Als h0l-Klüfte zu den NNW-B-Achsen nehmen sie die gleiche Lage ein, wie die gering mächtigen Quarzgänge im Migmatit (vgl. D 12). An keiner dieser Klüfte wurden Harnische oder Verwerfer beobachtet.

Unter-Längenfeld

In diesem in bezug auf das Verhalten der flächigen und linearen Parallelgefüge sehr inhomogen erscheinenden Bereich überlagern sich mehrere Deformationen in noch kleineren Teilbereichen als bisher begegnet, vorwiegend B N 75 W und B′ ⊥ B N 75 W. Für die Größenordnung dieser beiden s-Flächen verstellenden Deforma-

Tafel II. d 7. Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal. Sämtliche (= 207) c-Achsen Quarz aus zwei Nachbarzeilen. d 8. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, W Untenlehn. 100 Lote auf (001) Biotit. d 9. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, W Untenlehn. 400 c-Achsen Quarz. d 10. Biotitreicher Migmatit, E Dorf. 160 Lote auf (001) Glimmer. d 11. Biotitreicher Migmatit, E Dorf. 600 c-Achsen Quarz. d 12. Biotitreicher Migmatit, E Dorf. 186 c-Achsen größerer Quarze.



Tafel II. d 7 bis d 12.

tionen gilt, soweit beobachtbar, das gleiche: beide von Handstückbis über Aufschlußbereich hinaus. Das führt bei wechselndem Einfallen von B N 75 W zu einem Wechsel des Fallens *und* des Streichens vom B′ (⊥ B N 75 W) auf den mehr oder weniger steil gegen N fallenden Schenkeln und umgekehrt; *die Lagekonstanz der flächigen und linearen Gefügeelemente ist wesentlich geringer als ihre Symmetriekonstanz.* In D 16 ist beispielsweise B um B′ ⊥ B sehr gestreut und nur konstruktiv als π-Pol in N 72 W/18 W bestimmt.

In dem Bereich treten ferner ENE streichende mittelsteil E fallende B-Achsen auf (D 15), in D 20 auch als Stauchfalten. Diese sind nicht B′ ⊥ zu eventuell noch steiler einfallenden B N 75 W, da sich solche B′ ⊥ B N 75 W und die ENE streichenden B auf gleichen s-Flächen überkreuzen (vgl. D 15).

Die zuletzt genannte Deformation tritt nur ortsweise auf, während der Gesamtbereich in bezug auf die Überlagerung der beiden oben genannten symmetriekonstanten Formungen homogen erscheint, ausgenommen eben jene Bereiche, wo sich die Beanspruchung nach mittelsteilen ENE-Achsen durchsetzt. Homogenbereiche sind innerhalb des Gesamtbereiches nicht abgrenzbar und die Teildiagramme enthalten Daten aus kleinen Meßbereichen, die durch das Vorwalten des einen oder anderen Bauelementes gekennzeichnet sind und noch übersichtlich erscheinen.

Da das Gestein in den s-Flächen sehr plattig-glatt ist, sind wohl Lineare, nicht aber Fältelungs-B auf s genügend oft einmeßbar, worunter die für solche unübersichtlichen tektonischen Baue wünschenswerte statistische Belegbarkeit leidet.

Im Talgrund an die aplitgranitische Randzone des Biotit-Granit-Gneises nach Süden anschließend, streichen die s-Flächen der *Biotit-Plagioklas-Schiefer* generell um N 75 W und fallen etwa 45° gegen N ein (D 14). Bei schleifenden Schnitten ihrer s liegen deren Pole auf einem π-Kreis N 28 W/55 SW. Der entsprechende π-Pol in N 62 E/35 E ist mit B-Achsen besetzt. Weitere Kleinfältelungs-B, sich auf s überkreuzend, treten mit größerer Streuung um N 50 W streichend auf, andere mit E—W-Streichen.

In den Wänden E Moos-Wiesen ist das Streichen der s-Flächen infolge intensiverer Verfaltung viel unruhiger (D 15). Die s-Pole von Falten mit Meterzehner-Dimension besetzen einen π-Kreis N 15 W/46 W, dessen π-Pol in N 75 E/44 E mit auf s auftretenden Fältelungs-B zusammenfällt. Dieser Bau ist vergleichbar mit dem des Biotit-Granit-Gneises von Dorf (vgl. D 10). Vereinzelt treten auch s-Flächen auf, die um B-Achsen unterschiedlichen Einfallens um N 15 E streichend, verstellt sind. Zwei solche in kleineren Di-

mensionen als die steilachsigen Falten verstellten s sind die in D 15 um B N 25 E/30 NE gefalteten s-Flächen. Von weiteren Kleinfältelungsachsen auf s ist die eine Gruppe gekennzeichnet durch Besetzung etwa eines Großkreises entsprechend der Lage des π-Kreises, also mit ± konstantem Winkel 90° zur steilen Ost-Achse, die andere durch eine Winkeldifferenz von etwa 40° zu den steilen B auf gegen E bis SSE einfallenden s-Flächen.

Auf der Höhe von Unter-Längenfeld (Nordrand) eingemessene s-Flächen zeigen SW—NE- bis NW—SE-Streichen bei steilem bis mittelsteilem nördlichem Einfallen (D 16). Die s-Pole der flacher liegenden s besetzen einen π′-Kreis N 60 W/60 S, dessen π′-Pol in N 30 E/30 NE mit B besetzt ist, die β-Häufung ist unscharf. Die steileren s-Flächen schneiden sich im π″-Pol N 58 E/65 E. Die beiden π-Pole, der der flacheren und jener der steileren s, liegen auf einem Großkreis, dessen Pol als Schnittpunkt der beiden π-Kreise in N 70 W/20 W gelegen ist. Bei konstruktiver Rotation der s um die NNE streichenden B würde dieser rein konstruktive, übergeordnete π-Pol mit einer reellen B-Achsenhäufung zusammenfallen, deren B in D 16 bei Westeinfallen E—W bis NW—SE streichen.

In den Wänden wurden hier weit durchziehende Verwerfer annähernd gleicher Lage beobachtet, deren Relativsinn der Bewegung an eingeschleppten s-Flächen ablesbar ist. Ein solcher wurde mit N 80 E/76 N, bei horizontalem B nördliches gegen S oben, südliches gegen N unten, eingemessen. Derartige Klüfte wurden auch schon im Biotit-Granit-Gneis E Dorf gefunden (vgl. Abb. 3).

Mit generellem Streichen NW—SE und 45° NE-Einfallen ist der Biotit-Plagioklas-Schiefergneis im Bereich der unteren Kapelle und der Straßenserpentinen E Unter-Längenfeld wellig (allgemein Meterzehner-Dimension) verfaltet um auch auf s als Kleinfältelungs-B abgebildete, um N 40 E/45 NE als Ort des π-Poles gehäufte B-Achsen (D 17). Der zugehörige π-Kreis N 44 W/45 SW hat wiederum mit den beiden π′ und π″-Kreisen des vorhergehenden Bereiches (D 16) den Schnittpunkt gemeinsam und sein π-Pol liegt also auf dem gleichen Großkreis wie dort die Pole zu π′- und π″-Kreisen. Die beiden Bereiche liegen gemeinsam in der Richtung N 20 E. Mit geringer Verdrehung im Uhrzeigersinn treten auch die in den nördlichen Bereichen begegneten NNW-Achsen auf, hier etwa N 15 W streichend. Eine Verstellung der s um diese B wurde nicht beobachtet.

Ein Kluftpoldiagramm (D 18) zeigt ein bevorzugtes Auftreten jener Klüfte, die sich in NNW schneiden, deren Polhäufungen hier jedoch näher zum Zentrum liegen, also weniger steile Klüfte (als in D 13). E—W streichende, steil gegen S fallende Klüfte treten gegenüber Be-

reich D 13 ganz zurück und das entsprechende Maximum in Nord fehlt, während die dortige Besetzung mit NNE streichenden Klüften auch hier vertreten ist. An dieser Stelle drängt sich ein Vergleich zwischen den Häufungen der etwa N 20 W streichenden Klüfte und den häufigsten s-Flächen im Migmatit E oberhalb Dorf auf (D 12): Die Pole der dort vorwiegend aufscheinenden s-Flächen fallen annähernd mit den Polhäufungen dieser Kluftschar zusammen.

Auch auf Kote 1300 m E und oberhalb der Serpentinen (D 19) streichen die s allgemein NW—SE bei mittelsteilem NE-Einfallen. Außer zwei B-Achsen bei N 78 W/15 E konnten keine weiteren eingemessen werden. Es überlagern sich in diesem Bereich wahrscheinlich Deformationen nach B N 78 W/15 E mit Verstellung der s um Rotationsachsen π'- und π''-Pole, die auf dem vorher genannten π-Kreis liegen, deren π'- und π''-Kreise sich also in B N 78 W/15 E schneiden (π'- und π''-Pole B N 78 W/15 E). Eine unterschiedliche Größenordnung dieser Bauelemente konnte nicht festgestellt werden.

Entlang des 50 m langen N 15 E verlaufenden Straßenabschnittes an der oberen Kapelle am Grantbichl geht das s im *Schuppigen Biotitgneis* generell von WNW—ESE-Streichen und steilem N-Fallen im Norden bei Verstellung um B N 75 W/15 E nach Süden zu über in NW—SE-Streichen mit mittelsteilem NE-Einfallen (D 20). Um gleiches B ist s auch in kleineren (Zentimeter- bis Dezimeter-Dimension) Bereichen gefaltet. In einem Falle konnte eine in eine Scherung übergehende Biegegleitfalte nach B N 76 W/15 E und h0l-Kluft N 73 W/76 N beobachtet werden; Relativsinn der Scherung: Nördliches gegen S oben, südliches gegen N unten. In diesem Bereich treten auch mittelsteil gegen ENE einfallende Stauchfältelungs-B auf, in gleicher Lage auch Quarzstengel, wie z. B. in N 60 E/45 ENE. Eine Scherungs-B-Achse wurde mit N 20 W/30 NNW auf s eingemessen (vgl. E Dorf).

Wie das Kluftpoldiagramm D 21 zeigt, bilden in diesem Bereich die steilen EW-Klüfte wieder ein Maximum in N—S/30 N (vgl. Maximum in D 13, Häufung in D 6). Die Polhäufung in S 16 W/15 S besteht aus steilen Scherklüften, h0l zu B N 75 W/15 E. Die steilstehenden Klüfte der Häufung in S 38 E/10 SE treten nur im Südteil des Aufschlußbereiches auf und zeigen insofern einen Einfluß auf die Morphologie, als der auf längere Strecke E—W fließende Fischbach hier am Grantbichl in das NE—SW-Streichen dieser Klüfte einbiegt. Eine solche Kluft als Harnisch zeigt steil gegen SW einfallende Riefung mit ablesbarem Relativsinn: Nordwestliches gegen SW unten.

Auch im Steinbruch der Klamm E Längenfeld streicht der Schuppige Biotitgneis generell NW—SE bei mittelsteilem Einfallen

gegen NE (D 22). Hier wurden am Aufschluß keine Messungen vorgenommen und das Diagramm zeigt nur die s-Flächen und Fältelungs-B von fünf aus einem größeren Bereich entnommenen Handstücken.

Westlich Untenlehn an der Straße Längenfeld—Gries wechseln die *Biotit-Plagioklas-Schiefer* im Streichen von WNW—ESE mit steilem (zirka 60°) Nordfallen bis N—S mit flacherem (zirka 35°) Ostfallen (D 23). Ihre s-Flächen sind in der Größenordnung Meterzehner wellig verfaltet um eine B-Achsenhäufung um N 80 E/35 E und die s-Pole besetzen einen π-Kreis N 10 W/35 W.

Die Verstellung der s-Flächen erscheint syntektonisch zur Prägung der eben genannten B-Achsen. Auf den s sind auch noch andere Kleinfältelungsachsen zu beobachten: Die einen zeigen gleiches Achsenstreichen N 35 E bei unterschiedlichem Einfallen gegen NNE, andere liegen mit größerer Streuung in SE.

Das Kluftpoldiagramm D 24 enthält, bei einigen Häufungen, kein hervortretendes Maximum. Wie in D 21 tritt auch hier eine Häufung in S 38 E/10 SE auf; weiterhin sind die aus vorhergehenden Diagrammen bekannten N 20 W streichenden Klüfte vertreten, und zwar durch Besetzungen in N 70 E/horizontal und in W 20 S/50 W.

In den letzten Schiefer-Aufschlüssen unterm Kochler konnten zunächst auf Kote 1500 m, oberhalb der Scheibenwand, in einem Bereich von etwa 100 × 200 m an einigen gletschergeschliffenen Rundbuckeln s-Flächen und wenige B-Achsen eingemessen werden (D 25). Das Streichen der s ist allgemein WNW—ESE bei steilem NNE-Einfallen (zirka 60°) und der Bereich in bezug auf diese Lage homogen. Durch Mitverfaltung von Quarzlagen deutlich erkennbar, treten stellenweise Faltenachsen um N 75 E/50 E auf.

Einen halben Kilometer weiter östlich auf Kote 1650 m lassen die nur spärlichen Aufschlüsse deutlich eine Veränderung der Biotit-Plagioklas-Schiefer erkennen. In Form von Knauern, Linsen und zu s konkordanten Lagen nimmt der Anteil heller Gemengteile (*Quarz*, Feldspat) derart zu, daß er bereichsweise dem des Normalgesteines gleichkommt. Dazu zeigt das Gestein häufig einen feinrhythmischen Lagenbau (Millimeter-Größenordnung) durch Sonderung heller (Quarz, Feldspat) und dunkler (Biotit) Gemengteile.

Der Blockschutt besteht nur aus rostbraunem (Anwitterungsfarbe) und violett- bis blaugrauem (frischer Bruch) Migmatitgestein; es steht also oberhalb kein Schiefer mehr an und es liegt hier also der Übergang zwischen Hüllgestein und Migmatit.

In Faltenbau (wellig) von Meterdimensionen und auch kleiner wechselt das Streichen der s-Flächen von WNW—ESE bis N—S bei

gleichbleibend steilem (zirka 65°) nördlichem bis östlichem Einfallen (D 26). Die s-Pole besetzen einen flachliegenden π-Kreis, dessen mit 65° steil gegen NE fallender Pol mit B-Achsen besetzt ist.

Die Pole der an diesen Aufschlüssen eingemessenen Klüfte bilden ein Maximum in E 25 S/28 E (D 27), entsprechend NNE streichenden steil gegen WNW einfallenden Klüften (vgl. Häufung in D 13). Gleich wie an der unteren Kapelle (D 18) sind NNE streichende Klüfte mit ihren Polen in N 60 E/40 E gut vertreten.

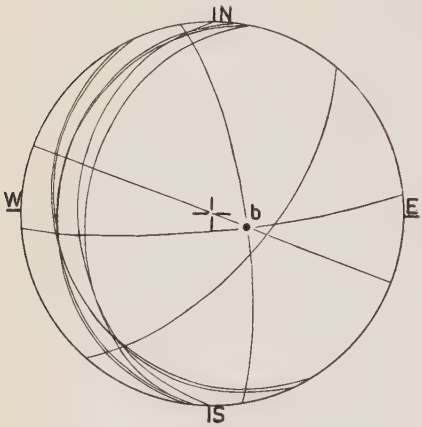


Abb. 5. Klüfte im Migmatit am Kochler.

Oberhalb der Kote 1650 m auf der SW- und S-Seite des Kochler wurden nur mehr *Migmatit*-Aufschlüsse angetroffen. Das bei intensiver —⊣ und, soweit beobachtbar, polytroper — Verfaltung sehr massige Gestein tritt hier vorwiegend in zwei Ausbildungen auf:

Deutlich erkennbare größere und kleinere (Metergröße und kleiner) Falten bei hellerem Gestein (Farbe wie der Schiefergneis, hellgrau), die überblicksweise schon annähernd die Lage der Faltenachsen erkennen lassen (auf Anschnitten ⊥ oder etwa ⊥ B) und wo auch vereinzelt s-Flächen eingemessen werden können;

durch größeren Biotit-Anteil dunkleres Gestein ohne erkennbare größere Falten, s-Flächen im Felde nur sehr selten einmeßbar, im Dünnschliffbereich lebhaft gefältelt.

Letztere Ausbildungsart, die schon E Dorf angetroffen wurde, ist hier überm Hagle und am Grobenköfel aufgeschlossen. In ihr wurden an einem zwischen Kochler und Hagle auf Kote 1850 m gelegenen Aufschluß folgende erwähnenswerte Verhältnisse angetroffen, wie sie in der Abb. 5 wiedergegeben sind.

Ein zweiseitiger Wandaufschluß von mehreren hundert Quadratmetern besteht aus keinen anderen makroskopisch wahrnehmbaren Parallelgefügen, als den eingemessenen und im Diagramm der Abb. 5 wiedergegebenen Klüften, die sich dauernd wiederholen. Diese liegen als h0l (steile) und ac (flache) Klüfte zu dem durch Glimmereinmessung ermittelten steilstehenden B. Derartiges wurde zwar wiederholt an Handstücken, jedoch niemals in so großen Bereichen vorgefunden.

In D 28 sind die s-Flächenpole (ausgezählt) und B-Achsen eines etwa halben Quadratkilometer großen Bereiches im Migmatit um den Kochler und von diesem selbst zusammengefaßt. Soweit aufgeschlossen, wurde die Homogenität dieser Daten für den Bereich kontrolliert. Die s-Pole liegen auf einem flachen π-Kreis entsprechend steilachsigen Falten. Vorherrschende s-Lagen, das heißt also auch gegen bestimmte Richtungen bevorzugt zeigende Faltenumbiegungen, konnten nicht beobachtet werden, die Falten erscheinen

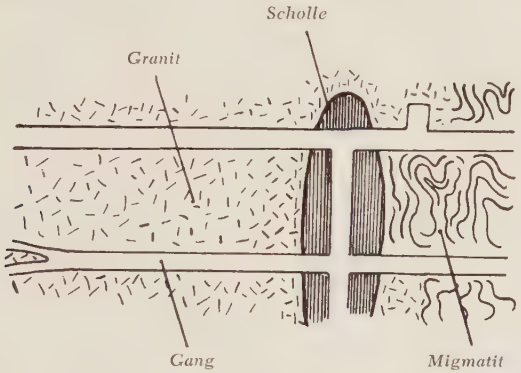


Abb. 6. Aplitgänge im Granit und Migmatit.

polytrop. Die B-Achsen scheinen eine Streuung in einer NE—SW-Vertikalebene bei gleichbleibenden Streichen zu bevorzugen, für eine sichere Aussage liegen jedoch zu wenig Messungen vor. Oberhalb des Kochler sind auch völlig granitisierte Bereiche anzutreffen, häufig auch mit Schieferschollen. Auch Cordierit-Pinit tritt auf.

In D 29 sind die Kluftpol-Häufungen (3 bis 4%, 5%) des gesamten Migmatitbereiches dargestellt. An den Klüften wurden in keinem Falle Harnische beobachtet. Einige eingemessene phyllonitisierte Horizonte, die in Meter-Mächtigkeiten den Migmatit durchsetzen, sind im Diagramm als Großkreisbögen und dazu ihre Pole eingetragen. Ein solcher Bewegungshorizont vom Hörndlgrat wird auch von *Hammer* in den Erläuterungen zum Blatt Ötztal (S. 54) als Quetschzone und Verwerfer erwähnt. Auffällig ist, daß diese Lagen nicht mit Kluftpolhäufungen aus dem gleichen Bereich zusammenfallen. Die Klüfte der Häufung in W/25 W treten auch als Pegmatitgänge von Zentimeter-Mächtigkeit auf. Die Klüfte der beiden Polhäufungen in N 35 W/45 W und N 60 W/50 W sind auch im Fels spitzwinklig nebeneinander getrennt.

Die Benutzung bester Wegsamkeit durch postgranitische Pegmatitgänge zeigt die an einem Aufschluß oberhalb des Kochler angetroffene und in der Abb. 6 wiedergegebene Situation (etwa $^1/_{10}$ nat.

Größe): Zwei, Granit und Migmatit lagenparallel durchschneidende Gänge, benutzen die s einer in Granit eingeschlossenen Schieferscholle, um mit einem Quergang eine Brücke zueinander zu schlagen.

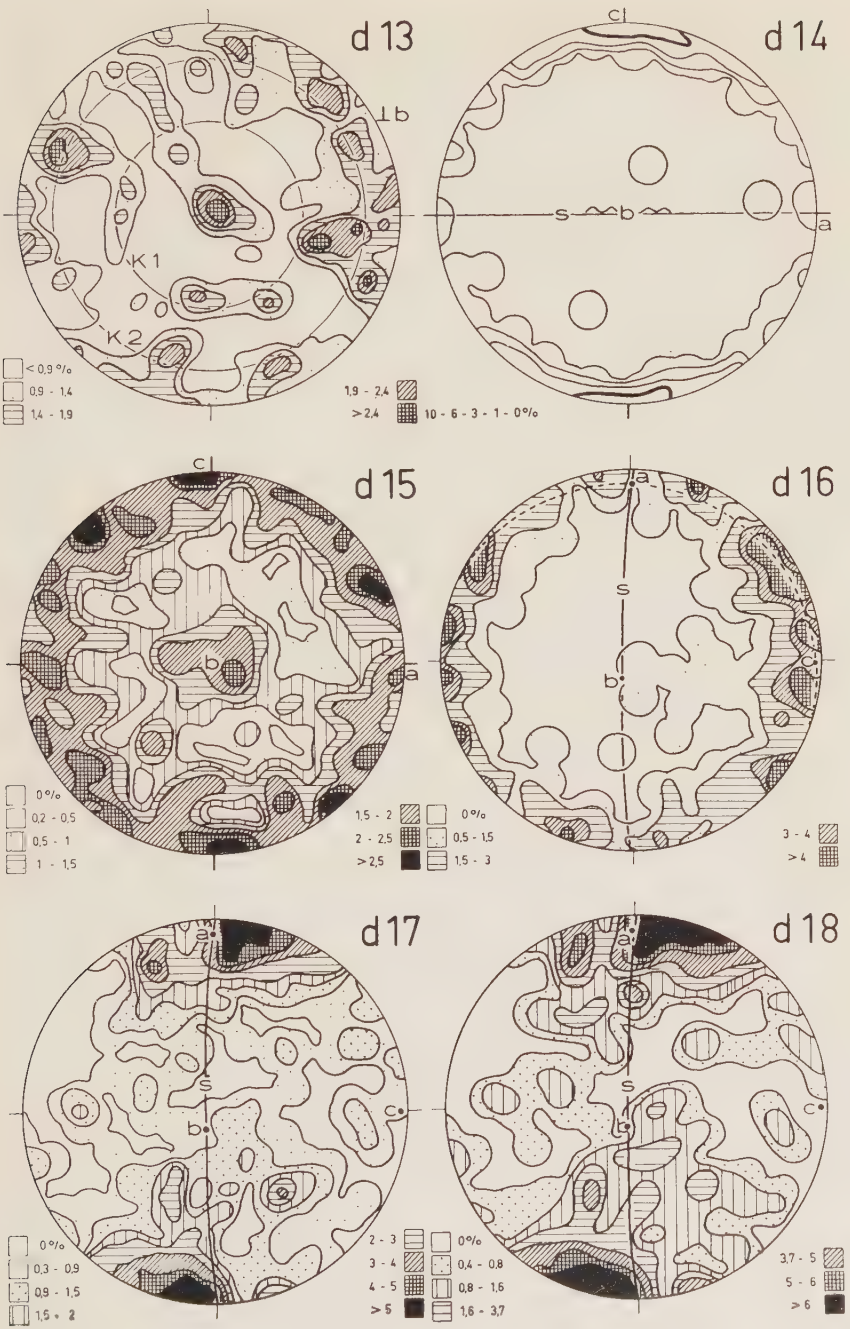
Am Hörndl SW-Grat wechselt das Gestein zwischen verfaltetem Migmatit und migmatischen Lagengneisen. Diagramm 30 wurde in einem Lagengneis-Bereich auf Kote 2600 m aufgenommen. Auf vorwiegend flach N fallenden WNW streichenden s-Flächen treten horizontale bis schwach W fallende und WNW streichende B auf. Im gleichen Diagramm sind auch die Kluftpole dieses Aufschlusses dargestellt (ausgezählte Felder). Vorherrschend sind die NNE streichenden, steil gegen E einfallenden Klüfte. Lageparallel s sind häufig Pegmatitgänge zu beobachten.

Ähnlich dem Hörndl, ist auch der Bereich zwischen Grastallersee und Salchenscharte (2778 m) ein Übergangsbereich zwischen verfaltetem Migmatit (nur vereinzelt aufgeschlossen) und Hüllgesteinen, die bei relativ konstanter Lage von s doch den Einfluß einer Metamorphose erkennen lassen (Lagengneise, Gesteine mit hornfelsartigem Aussehen). An den Nordabstürzen des Grates der Salchenscharte zieht ein Augengneislager durch, das in der geologischen Karte nicht aufscheint.

Die s-Flächen streichen NW—SE bis N—S mit flachem Einfallen gegen NE bis E (D 31). Die s-Pole besetzen ein annähernd isometrisches Feld westlich nahe dem Projektionszentrum, die β streuen mit Ostfallen über die gesamte Osthälfte des Netzes von N bis S. Die Fältelungs-B auf diesen s streuen bei östlichem Einfallen von SE bis NE und in zwei Fällen wurde beobachtet, daß mit ihnen sich überkreuzend auch N 20 E streichende B auftreten. Die Streuung von β ist größer als die von B. Das Verhalten der s-Flächen in Kleinbereichen wurde im Felde nicht überprüft. An der Salchenscharte selbst sind die B-Achsen in N 70 W/10 E deutlich vorherrschend.

Pegmatitgänge verlaufen häufig parallel s, also als Lagergänge. An einem Feldspatpegmatitgang der Lage N 36 W/70 NE wurde beiderseitige randliche Einschleppung der s im Sinne südwestliches gegen NW, nordöstliches gegen SE beobachtet; die eingeschleppten s-Flächen konnten nicht eingemessen werden (zur Ermittlung ihrer Schnittgeraden und damit a = ⊥ Schnittgerade), doch liegt a annähernd horizontal.

Tafel III. d 13. Biotitreicher Migmatit, E Dorf. 414 c-Achsen kleinkörnigerer Quarze. d 14. Biotit-Granit-Gneis, E Dorf. 100 Lote auf (001) Glimmer. d 15. Biotit-Granit-Gneis, E Dorf. 600 c-Achsen Quarz. d 16. Granitischer Migmatit, Winnebachsee-Hütte. 200 Lote auf (001) Biotit. d 17. Granitischer Migmatit, Winnebachsee-Hütte. 320 c-Achsen Quarz (Sammeldiagramm d 18, 19). d 18. Granitischer Migmatit, Winnebachsee-Hütte. 237 c-Achsen von nicht Ri-Quarzen.



Tafel III. d 13 bis d 18.

Im Kluftpoldiagramm D 32 scheinen ein Maximum in N 21 W/10 N und eine Häufung in W/30 W auf, die beide auch im Migmatit vom Kochler anzutreffen sind (vgl. D 29). Auf einer der steilen Klüfte zu der Häufung in W zeigt ein gegen N 12 E/28 N gerichteter Harnisch als Relativbewegung an: Westliches gegen N, östliches gegen S.

Nördlich Untenlehn auf Kote 1800—2100 m, beginnend in der Bachgabel des Leckbaches, sind Migmatit und Granit teilweise aufgeschlossen. Der migmatische Gesteinsanteil läßt bei intensiver Faltung vorwiegend NW—SE-Streichen und Einfallen gegen NE seiner s erkennen, das wären, zunächst rein beschreibend ausgedrückt, isoklinale Falten im Hochteilbeweglichen, die Faltenstirnen bevorzugt gegen NW und SE gerichtet. Im Granit sind zahlreiche Schieferschollen von etwa Handgröße zu beobachten. Wenn nicht gefaltet, streichen sie ebenfalls vorwiegend NW—SE mit NE-Einfallen. Gefaltete Schollen gehen an (oft zerfransten) Faltenbögen manchmal nebular in Granit über, während sie $\perp$ s schärfer gegen Granit absetzen. An einem größeren Granitausbiß ist schon übersichtsweise deutlich zu erkennen, daß die in ihm schwimmenden Schieferschollen nicht regellos, sondern mit ihren s um eine gemeinsame und in s liegende Achse rotiert, angeordnet sind.

Die Pole von im Migmatit und in den Schieferschollen eingemessenen s besetzen einen π-Kreis N 60 W/50 S (D 33). Entsprechend fallen die Faltenachsen mit etwa 30^0 gegen NE ein, wie auch zwei direkt einmeßbar gewesene Faltenachsen anzeigen. Annähernd gleiche Lage hat auch ein durch Glimmereinmessung bestimmtes B im Granit (N 44 E/20 NE).

Die Gesteinszusammensetzung ist ähnlich wie am Kochler, auch das Streichen der Faltenachsen ist hier wie dort NE, jedoch nicht so steil gegen NE einfallend.

Wie schon am Kochler erwähnt (Abb. 6), treten auch hier Apophysen von Pegmatitgängen in Schieferstollen des Granits hinein auf, wo sie solche anschneiden. In petrographischer Hinsicht scheint eine andere hier wiederholt gemachte Beobachtung wichtig. Es gibt allseitig von Granit umschlossene Schieferschollen mit hellen, feinkörnigen Lagergängen in den Schollen, die also nicht Apophysen von *post*granitischen Gängen sein können, da sie mit solchen eben nicht in Verbindung stehen. Sie dürfen mit jenen bei Annäherung an den Migmatit fast stets auftretenden Lagergängen identischer Entstehung sein und geben nun Anlaß zu einem Vergleich, ob und in welcher Richtung die fortschreitende Granitisation diese ersten Ausscheidungen (nicht unbedingt im Sinne von Stoffzuwanderungen im großen) verändert hat.

Auf einer Granitkluft wurde ein kräftiger Harnisch eingemessen, Richtung N—S und Relativsinn Liegendes gegen N oben, Hangendes gegen S unten.

Gries im Sulztal

In dem Graben des Griesbaches NW Gries ist auf Kote 1850 m erstmalig *Biotit-Plagioklas-Schiefergneis* aufgeschlossen. Seine s-Flächen streichen allgemein nordwestlich—südöstlich und fallen flach nordöstlich ein, ihre Pole besetzen ein etwa isometrisches Feld im SW-Sektor nahe dem Zentrum der Projektion (D 34). Die Durchstoßpunkte der Schnittgeraden β der s liegen auf einem flach gegen NE fallenden NW—SE streichenden Gürtel infolge schleifender Schnitte der s untereinander. Wahrscheinlich kommt diese Anordnung hier durch wenigstens zwei sich im Aufschlußbereich überlagernde s-Flächen verstellende Deformationen zustande, wie sie z. B. bei Längenfeld eingehender untersucht worden sind. Auf s sich überkreuzende Kleinfältelungs-B fallen gegen NW, N, ENE und E ein, wobei letztere mit geringster Streuung um E 5 S/20 E liegen.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß der völlig von Schutt umgebene Aufschluß von Gehängetektonik beeinflußt ist, wogegen allerdings die Gefügedaten des nächsten Aufschlusses sprechen, der als sicher im Gesteinsverband stehend anzusehen ist.

Der nächst höher gelegene und auf Kote 1920 m beginnende Aufschluß ist schon *Migmatit*. Wiederum treten zunächst parallel zu s zahlreiche helle Einschaltungen auf. Bei sehr kräftiger Verfaltung in Dezimeter-Größenordnung läßt sich noch ein vorwiegendes NW—SE-Streichen der s erkennen bei flacherem NE-Einfallen. Am besten wäre diese Art der Faltenanordnung vielleicht als bitrope Faltung zu bezeichnen, ein rein beschreibender Terminus zunächst. Die Pole der s von Migmatitfalten besetzen einen π-Kreis N 35 W/70 SW (D 35). Sein π-Pol und einzeln eingemessene Achsen der Migmatitfalten liegen um N 60 E/20 E. B dieser Lage wurden auch auf s im Liegenden des Migmatits — Schiefergneis-Bereich D 34 — vorgefunden.

An den Winnebachhöfen und in Einzelaufschlüssen bis 300 m oberhalb und nördlich der Höfe streicht der *Biotit-Plagioklas-Schiefergneis* generell N 70 W und fällt mit 65° steil gegen NNE ein (D 36). Die s-Pole häufen sich um S 20 W/25 S. Auch hier treten häufig s-parallele helle Quarz/Feldspat-Lagen auf, von Zentimeter-Mächtigkeiten bis zu Feinschichtung. Mit gegen NW und NNW fallenden Kleinfältelungs-B überkreuzen sich solche um N 75 E/55 E und E 10 S/30 E.

Die Klüfte im Schiefergneis bilden in Diagramm 37 ein Polmaximum in N 70 W/40 W entsprechend vorwaltenden N 20 E/50 E-Klüften. E—W streichende Klüfte bevorzugen steiles Nordfallen und besetzen eine Polhäufung in N—S/20 S.

Im gleichen Bereich sind in den Schiefergneis *Migmatit*-Einschaltungen von Meter- bis Meterhundert-Dimension eingestreut. Diagramm 38 stellt die durch Einmessen von Migmatit s-Flächen (und 3 Faltenachsen direkt) erhaltenen Lagen der Migmatit-Faltenachsen dar, durch verschiedene Signatur nach drei Einzelaufschlüssen des Gesamtbereiches getrennt. Die Achsen streichen N 70 E bei 24° bis 50° Einfallen gegen E (bevorzugte Streuung insgesamt in der Streichrichtung) und schließen damit an die B-Achsen um N 75 E/55 E aus dem Schiefergneis (D 36) an.

Auf Kote 1950 m östlich des Geiernhag führen die Serpentinen des Steiges zur Winnebachsee-Hütte über gletschergeschliffene Rundhöcker, die ein natürliches Anschliffpräparat nahezu senkrecht zu den Achsen des hier steil verfalteten Migmatits ergeben (D 39). Der π-Pol in N 60 E/60 NE eines flach gegen SW fallenden π-Kreises von Polen aus verschiedenen Falten eingemessener s-Flächen ergibt den Ort der Faltenachsen. Im Vergleich zu den Migmatit-Einschaltungen bei den Winnebachhöfen (D 38) zeigt sich hier gegen E zunehmende Steilstellung der B-Achsen. Im Felde ist eine bevorzugte Streichrichtung der s von etwa N 50 W zu erkennen (was in D 39 nicht zum Ausdruck kommt), die Faltenstirnen zeigen bevorzugt gegen NW oder SE.

In den ebengenannten talnahe gelegenen Migmatiten sind die Faltenzüge noch geschlossen, ihre s-Flächen durchlaufend verfolgbar; nördlich und 600 bis 1000 m oberhalb Gries im Grieskar und Rötenkarle ist der Migmatit granitischer, und geschlossene Faltenzüge sind seltener anzutreffen. Die s-Flächen werden häufig von kleinkörnigem, makroskopisch richtungslos erscheinendem Granit unterbrochen. Wo dieser in größerer Ausdehnung auftritt, ist er von mehr oder weniger aufgelösten Schieferschollen erfüllt. Eingemessene B-Achsen aus diesem Migmatit besetzen das Feld M um N 75 E/10 bis 45 E in Diagramm 40, ihre Lage ist also gegenüber dem tiefer südlich liegenden Bereich von D 38 unverändert.

Auf Kote 2700 bis 2800 m sind häufig größere Bereiche von nahezu einschlußfrei erscheinendem Granit anzutreffen, der jedoch bisweilen auch makroskopisch Parallel-Lage seiner Glimmer erkennen läßt. B dieser Granite war aber nur durch Glimmer-Einmessen (U-Tisch) bestimmbar und liegt im Feld G von D 40 um N 70 W streichend leicht Ost und West fallend. An der Basis der Grieskogel-Südwand treten nebeneinander Granit, Migmatit und Schiefergneis

auf, wobei auf E—W streichenden etwa 15° N fallenden s des Schiefergneises E—W und N 70 W streichende B einander sich überprägend gemessen werden konnten. In einem Fall wurde im Granit ein Scherungs- und Fältelungs-B N 70 E etwa horizontal jünger als B N 70 W eingemessen.

An sechs verschiedenen Stellen des Bereiches Grieskar und Rötenkarle wurde im Granit und Migmatit die Klüftung festgestellt; die einzelnen Teilbereiche ergeben für den Gesamtbereich persistente Häufungen, wie sie im Kluftpolsammel-Diagramm D 41 aufscheinen. Die Pole etwa N 20 E streichender WNW und ESE fallender Klüfte bilden Häufungen auf einem annähernd N 70 W streichenden, steilstehenden Großkreis. Die Häufung in N 70 W/40 W daraus ist identisch mit dem Maximum gleicher Lage an den Winnebachhöfen (vgl. D 37). Weitere Häufungen bilden N 70 W streichende steil (80°) vorwiegend N fallende und E—W streichende steil (75°) vorwiegend S fallende Klüfte.

Winnebachsee-Hütte

Der bei den Winnebachhöfen steilstehende *Schiefergneis* setzt nach Osten fort und bildet im Bereich Winnebachlehn—Steiniglehn mit genereller s-Flächenlage N 70 W/75 N (D 42) den Südrand des Migmatits. Im Aufschlußbereich sind vorherrschend steile NNE-Fältelungs-B bei relativ konstant bleibenden s-Flächenlagen zu beobachten.

Gegen Norden fortschreitend ist zunächst eine zunehmend heftiger werdende Verstellung (steilachsig) der s im *Migmatit* von E—W bis NNW—SSE-Streichen zu erkennen, bis dann schließlich am Tajele auch intensive Kleinfältelung nach steiler Achse auftritt (D 43), daneben auch Granit mit kleinen Schieferschollen. Die s-Pole besetzen einen flach gegen SW einfallenden Großkreis. Das auf diesem Gürtel gelegene Maximum in S 30 W/20 S ist insofern ein echtes Maximum, als im Felde bevorzugtes WNW-Streichen der s-Flächen im Migmatit noch zu erkennen ist, bitrope Faltung gegen WNW und ESE. Direkt eingemessene Faltenachsen liegen ebenfalls nahe dem steil gegen ENE einfallenden π-Pol.

Das Kluftpoldiagramm D 44 zeigt starkes Vorherrschen von N 20 E/55 E-Klüften im Granit und Migmatit.

Nach Norden anschließend, im Abschnitt Gänsekragen—Winnebachsee-Hütte, erreicht der Winnebachgranit seine größte beobachtbare Ausdehnung. Schätzungsweise ist der Anteil von relativ einschlußfreiem, kleinkörnigem Granit am Gänsekragen etwa 70 : 30 gegenüber solchem mit mehr oder weniger großen Schieferschollen. Wenn letztere größer sind, sind sie meistens auch gefaltet. Immer

aber ist der Granit von kleinen Quarzbutzen (ganz selten auch großen, mehrere Meter) erfüllt und der hier häufig anzutreffende graugrüne Pinit scheint besonders gerne die Gesellschaft mit solchen Quarznestern zu bevorzugen. Im Gegensatz zu dem hüllennäheren Migmatit scheinen Pegmatitgänge völlig zu fehlen.

In diesem Gestein einmeßbare s-Flächen und B-Achsen zu finden, erwies sich als ganz besonders schwierig. Es wurden nur zwei Bereiche gefunden, ein Areal von etwa 100 × 100 m am Südabhang auf Kote 2700 m und eines von etwa 50 × 50 m auf einer Kanzel mit nach Norden vorspringendem Felssporn in der Nordwand des Gänsekragens, innerhalb denen Homogenitätskontrollen von s und B durchgeführt werden konnten. Darüber hinaus erfolgten solche Kontrollen auch an von verschiedenen Stellen entnommenen Handstücken.

In Diagramm 45 sind sämtliche erhaltenen Daten von s und B des Gänsekragens zusammengefaßt. Es ist zu entnehmen, daß die Faltenachsen bei gleichbleibendem Streichen N 75 W und mittelsteilem Einfallen gegen ESE zur Streuung im Fallen (im Aufschlußbereich maximal bei 25° festgestellt) neigen. Der π-Pol in E 25 S/45 E des vom s-Pol-Gürtel besetzten π-Kreises ist ein Mittelwert in bezug auf das Einfallen und ist in Einzelfällen bei gleichbleibendem Streichen in der Vertikalebene N 75 W in einem Winkelbereich von etwa 30° im Einfallen variabel. Es ist zu beachten, daß der Gänsekragen etwa 1 km ESE der Grieskogel-Basis und damit im Streichen der dort ermittelten B N 70 W im Granit liegt („G" in D 40), dort horizontale B, hier mittelsteil gegen ESE einfallende, absolute Meereshöhe der Aufnahmsbereiche gleich.

In Kluftpoldiagramm D 46 sind die Polhäufungen von in vier Teilbereichen des Gänsekragens eingemessenen Klüften zusammengestellt. Der „Kragen" wird, über Hunderter-Meter an der Südseite verfolgbar, von einem etwa halben Meter mächtigen phyllitischen Horizont der Lage N 20 E/45 W durchschnitten, ein gleichstreichender wurde an der Nordseite gefunden, jedoch 45° gegen E einfallend. Der westfallende an der Südseite setzt sich in enggescharten Scherklüften ein Stück in den Granit hinein fort und zeigt randliche Einschleppung der s mit ablesbarem Relativsinn der Bewegung: Hangendes (westl.) gegen E oben, Liegendes (östl.) gegen W unten. An anderer Stelle wurde auf gleichliegender Kluft Harnischriefung in Richtung N 70 W/45 W mit gleichem Relativsinn gefunden. Im Phyllonit selbst ist B N 15 E/5 N als Fältelungsachse ablesbar, es ist zugleich für den Gesamtbereich Scherungsachse einer zweischarigen Scherung, die auch in den beiden Kluftpolhäufungen N 70 W/40 W und N 70 W/45 E gut zu Worte kommt. Es ist zu beachten, daß diese

Scherung eine postgranitische B′ ⊥ B-Deformation (rein deskriptiv) darstellt, da ihre eine Schar = ac, die andere h0l zu B im Gänsekragen liegt. Auf den flachliegenden Klüften der Polhäufung in NS/65 S wurden wiederholt Harnische gefunden mit ablesbarer horizontaler Relativverschiebung, Liegendes gegen E 20 N, Hangen-

Abb. 7. Migmatit mit steilstehender Falte.

des gegen W 20 S, auf den steilstehenden Klüften der Häufung in N 78 E/8 E in einem Falle vertikale Harnischriefung und westliches nach unten, östliches nach oben. Zu anderen Klüften konnten keine Harnische eingemessen werden.

Erst etwa 300 m östlich der Winnebachsee-Hütte in einem Bereich von etwa 20 × 50 m war es wieder möglich, einige s-Flächen aus polytrop in Meterdimension gefaltetem Migmatit einzumessen (D 47). Ihre Pole liegen auf einem π-Kreis N 15 W/45 W, der π-Pol und damit der Ort der Faltenachsen N 85 E/45 E.

Eine dem Gänsekragen ähnliche Gesteinszusammensetzung zeigt die Felsstufe der Umrandung der Bachfallenferner-Zunge: Granit

mit Schieferschollen, die teilweise so weitgehend verändert sind, daß sie nur noch schemenhaft aufscheinen; daneben polytrop gefalteter Migmatit. Die Bilder Abb. 7 und 8 sind hier aufgenommen worden.

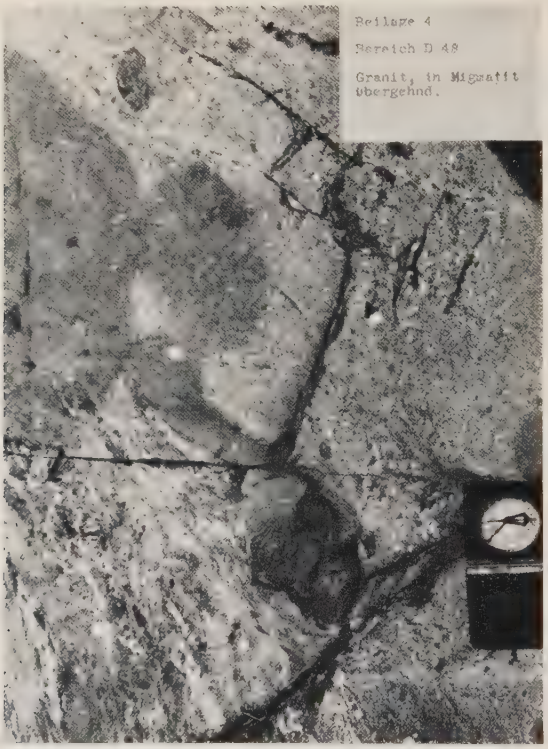
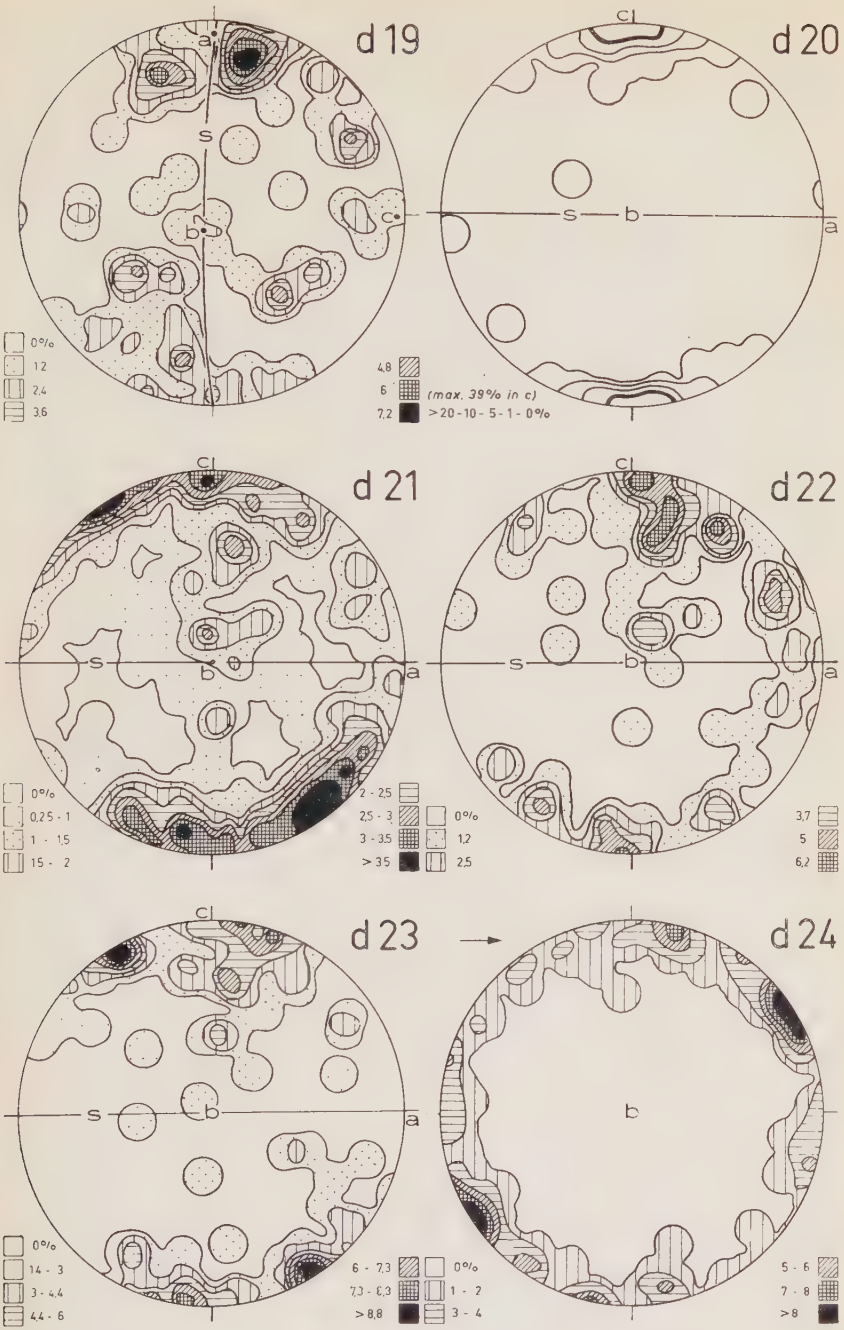


Abb. 8. Granit mit biotitreichen Einschlüssen (dunkle Partien).

Schon eine Übersichtsbegehung ließ erkennen, daß die Achsen der Migmatitfalten und gefalteten Schollen im granitischen Migmatit eine größere Streuung aufweisen, als es bisher im allgemeinen zu beobachten war. Es wurden daher einzelne s-Flächen aus jeweils gleichen Falten eingemessen, um deren jeweilige Achsenlage zu ermitteln. Die erhaltenen 22 Faltenachsen eines Bereiches von zirka 1000×200 m sind in D 48 zusammengefaßt. Gleich große Streuung ergibt sich schon in einem Bereich von etwa 100 m^2. Mit vorwiegendem E—W- bis NE—SW-Streichen fallen die Achsen mittelsteil ge-

Tafel IV. d 19. Granitischer Migmatit, Winnebachsee-Hütte. 83 c-Achsen Quarz (Ri in Feldspat). d 20. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, E Winnebachhöfe. 100 Lote auf (001) Biotit. d 21. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, E Winnebachhöfe. 400 c-Achsen Quarz, Sammeldiagramm. d 22. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, E Winnebachhöfe. 80 c-Achsen stärker undulöser Quarze. d 23. Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, E Winnebachhöfe. 68 c-Achsen größerer und in s oblonger Quarze. d 24. Migmatit, Westfalenhaus. 100 Lote auf (001) Glimmer, Meßbereich I.



Tafel IV. d 19 bis d 24.

gen E bis NE ein. In dem Übergangsbereich vom Migmatit zum Schiefergneis in der Putzenkarschneide ist wieder zu beobachten, daß sich Glimmer in millimeterrhythmischen Lagen anordnet, Cordieritpinit ist hier häufig.

Hart südlich des südlichen Gletscherbaches treten im Migmatit helle Augen von Zentimeter-Größe auf, die von glimmerreichen Zügen umflossen werden. Die Augen bestehen aus Aggregaten größerer, undulöser Quarzkörner mit einzelnen größeren Biotiten. Im Querbruch erweisen sich die Augen als stengelig nach B. Die Biotitzüge, die die Augen umfließen, bilden insgesamt eine Kette, deren Glieder sich $\perp$ zum Streichen allmählich parallel legen und so in Feinlagen übergehen. Dieses Gestein ist nicht so stark verfaltet und läßt eine bevorzugte Streichrichtung von etwa N 70 E bei 70 bis 80° Nordfallen erkennen.

Im Kluftpoldiagramm D 49 dieses Bereiches treten die schon bekannten (z. B. D 46) und genetisch S. 28 gekennzeichneten N 20 E streichenden Scherklüfte auf, deren 60° ESE fallende Schar stärker besetzt ist als ihre 50° WNW fallende. Die Halbierende des stumpfen Winkels (110°) beider Scharen liegt fast horizontal. Eine bisher nicht begegnete Polhäufung bilden N 40 W streichende 50° NE fallende Klüfte, für deren nähere Kennzeichnung weder Harnische noch sonstige Merkmale gefunden wurden.

In dem südlich an den Migmatit anschließenden Schiefergneis herrscht steiles Nordfallen der s-Flächen vor. Im Kleinbereich sind sie um einen π-Pol in N 70 E/20 E verstellt, wie D 50 zeigt. Es wurden auch ENE streichende flach E und W einfallende Fältelungs-B eingemessen, ferner steilere Scherungs- und Fältelungs-B.

Südlich und am Fuß von P 3073 zieht diskordant ein mehrere Meter mächtiger, stark geschieferter Horizont in flacher Lagerung durch (punktiert in D 50). Er zeigt Scherungs-B in N 16 E/4 N und ist damit in die vom Gänsekragen beschriebene und für diesen postgranitische Deformation einzureihen. Wahrscheinlich gehören also auch die horizontalen Klüfte mit einer kleinen Polhäufung im Projektionszentrum von D 49 in dieses Beanspruchungs-System.

Seeblaskogel — Westfalenhaus

Das an einigen Stellen der Bachfallenferner-Zunge erkennbare ostwestliche Streichen geht gegen Osten im Südabfall des Seeblaskogels zunächst in ein generelles NNE-SSW-Streichen über, um dann am Grat an der Westseite des Grüne-Tatzen-Kars wieder mehr auf E—W umzubiegen. Bei vorwiegend steil stehenden s-Flächen ist damit ihre großräumigere Verstellung um ein steiles β gegeben: im Migmatit treten auch steile Faltenachsen auf.

Das Gestein ist der Typ des hüllennäheren Migmatits, die Kontinuität der s-Flächen wird nicht durch granitischere Bereiche unterbrochen. Der Glimmer (vorwiegend Biotit) ist meistens in feinrhythmischen Lagen angeordnet, was hier jedoch nicht als Folge der Migmatisation angesehen werden muß, da auch die Biotitschiefer im benachbarten Längental eine Feinschichtung aufweisen (Lit. 2, S. 11). Bei Kote 2780 m oberhalb des Bachfallenferners am Aufstieg zum Südgipfel des Seeblaskogels wurden im Migmatit kleine Turmalinfels-Einschaltungen gefunden.

Obwohl die sehr stark verfalteten s-Flächen nicht durch Granit unterbrochen sind, läßt sich im Gelände nur sehr schwer ein Überblick über das Verhalten der Faltenachsen gewinnen. In D 51 sind die eingemessenen Daten dieses Bereiches wie folgt in Übersicht gebracht: Migmatit-Faltenachsen, erhalten durch Einmessen jeweils mehrerer s-Flächen einer Falte; Fältelungs-B auf einzelnen s-Flächen; Pole einzelner s-Flächen. Als charakteristisches Verhalten der B-Achsen ergibt sich deren sehr unterschiedliches Einfallen von steil SSW über seiger bis flach NNE bei Einhalten einer gemeinsamen mittleren Streichrichtung von N 25 E. Gleich starke Divergenz des Achsen-Einfallens wie der Gesamtbereich zeigen schon Teilbereiche von Meterzehner-Dimension. Stellenweise ist zu erkennen, daß die Falten bevorzugt gegen NNE oder SSW gerichtet sind. An einer ptygmatischen Falte wurde gleiche Achsenlage ermittelt. Die s-Pole streuen, entsprechend dem unterschiedlichen Einfallen der Achsen, über die gesamte südwestliche Netzebene. Dieser Bau wurde bis zur Höhe 2950 m am Südaufstieg zum Seeblaskogel verfolgt. In dem mehr granitisch-migmatitischen Gestein seines Südgipfels wurde durch Glimmereinmessen b — N 75 E/horizontal bestimmt.

Die Kluftcharakteristik ergibt sich aus D 52 vom Niveau des Bachfallenferners und aus D 53 des Teilbereiches bei Höhe 2900 m. Die Hauptklüftung bildet ein Kluftpaar mit N 60—70 W-Streichen, 45° N und 70° S fallend. Sie wird spitzwinklig geschnitten von häufig auftretenden Klüften N 80 E/66 S in D 52 und N—S/65 S in D 53.

Schon 400 m weiter nördlich vom Westende des eben beschriebenen Bereiches, im „Weiten Kar", nehmen die Achsen der Migmatit-Falten anders orientierte Lagen ein. Wie D 54 zeigt, streichen sie N 68 W bei unterschiedlichem Einfallen von flach bis steil gegen ESE und zeigen damit gleiche Besetzung der Lagekugel wie die B-Achsen vom Gänsekragen (vgl. D 45). Im Vergleich zum südlich und südöstlich anschließenden Bereich bleibt die Symmetrie der B im Sinne $B' \perp B$ erhalten.

Bei den in D 54 ausgezählten Kluftpolen aus dem Bereich Weites Kar ist zu beachten, daß hier wieder die zweischarige, NNE streichende Scherklüftung dominiert, und zwar mit nur einer Kluftschar N 28 E/64 E in 0kl-Lage zu den B-Achsen des Bereiches. Diese Klüftung erscheint in dem Bereich mit der B-achsialen Formung in der Ebene NNE—SSW, in der die Schnittgerade und zugleich Scherungsachse ihrer beiden Kluftscharen liegt, unterdrückt (vgl. D 51 bis D 53). Ferner tritt hier das im Westen (D 18) beobachtete NNW streichende Kluftpaar auf, dessen Klüfte 50° WSW und 65° ENE einfallen.

Die s-Flächen der *Biotitschiefer* im Fuchsgrat, 2 km NNE und im Achsenstreichen vom Bereich D 51, stehen generell seiger und streichen N 25 E. Im Meter- und Meterzehner-Bereich sind sie wellig gefaltet um Kleinfältelungs-B auf s bei N 25 E/30 N, wie in D 55 dargestellt ist. In kleineren Teilbereichen sind Migmatit-Einschaltungen mit intensiver Kleinfältelung um gleichorientierte Achsen zu beobachten, selten auch Kleinfalten im Zentimeter-Bereich um seigere Faltenachsen. Die s-Pole ordnen sich auf einem π-Kreis N 65 W/60 S an, dessen Pol in die B-Häufung fällt.

Migmatit gleicher Art, wie oberhalb Längenfeld und Gries beschrieben, steht in den Aufschlüssen hart westlich und nördlich des Westfalenhauses an. Die Achsen des polytrop von Meter- bis Zentimeter-Größenordnung gefalteten und dabei doch kristallin verschweißt erscheinenden Gesteins besetzen in D 56 ein Maximum um N 22 E/30 N. Die 33 Faltenachsen wurden durch Einmessen jeweils mehrerer ihrer s-Flächen aus sieben Teilbereichen eines Bereiches von etwa 1 km^2 erhalten. Im gleichen Raum eingemessene 36 einzelne s aus jeweils verschiedenen Falten lieferten das β-Diagramm der Abb. 1 b. Es zeigt gute Übereinstimmung mit dem Achsendiagramm D 56. der Gesamtbereich ist homogen in bezug auf die Orientierung der Migmatit-Faltenachsen.

Als auffälligste Klüftung tritt ein Paar mit N 70 W-Streichen auf, 70° S und 50° N fallend. Diese Klüfte schneiden oft sehr glatt weit durch den Migmatit, ohne daß auf ihnen Harnischspuren zu erkennen wären. Die 70° S fallenden Klüfte weichen um nur 10° im Fallen von der Lage ac zu den B des Bereiches ab. Sie werden von N 80 E streichenden, ebenfalls steil S (80°) fallenden Rupturen spitzwinklig geschnitten. Auch in diesem Bereich fehlt die NNE streichende Scherklüftung, doch besetzt eine gleichstreichende seigere Kluft eine geringere periphere Polhäufung um N 66 W. Einige Klüfte schneiden sich in N 15 W/10 N, ihre Häufungen liegen auf einem Großkreis N 75 E/80 S. Eine ihrer mittelsteil E fallenden Klüfte trägt Harnischriefung mit ablesbarem Relativsinn der Be-

wegung: Liegendes gegen W 20 S oben, Hangendes gegen N 70 W unten.

Die s-Flächenpole der *Biotitschiefer* der Schwärzgrube N Westfalenhaus besetzen einen π-Kreisbogen N 65 W/56 S bei vorherrschendem NNW—SSE-Streichen mit mittelsteilem ENE-Einfallen. Sie sind wellig in Meterzehner-Dimension gefaltet um den mit Kleinfältelungs-B auf s zusammenfallenden π-Pol in N 25 E/34 N (D 58).

In einem kurzen Rückblick sei das Verhalten von s und B am Ostrand des Winnebach-Migmatits in Übersicht gebracht: Über eine Strecke von etwa 4,5 km im Achsenstreichen N 25 E bleibt in den begangenen Teilbereichen dieses Achsenstreichen erhalten. Die Divergenz im Achsenfallen vom südlichsten Teilbereich (D 51) kommt weiter NNE zur Ruhe und das Achsenfallen bleibt konstant bei etwa 30° NNE. Die seigeren s-Flächen des Fuchsgrates verlieren sich bei homoachser Deformation in polytrop gefaltetem Migmatit am Westfalenhaus. Auf diesen folgen nach NNE wiederum homoachs deformierte Biotitschiefer, deren generelle s-Lage im Vergleich zum Fuchsgrat auf NNW—SSE-Streichen mit flacherem Einfallen gegen ENE verstellt ist.

Winnebachjoch — Breiter Grieskogel

Charakteristisch für die Hochregion Winnebachjoch (2788 m) — Zwiselbachjoch (2870 m) — Larstig (3173 m) — Br. Grieskogel (3287 m) ist eine bisher in größeren Bereichen nicht begegnete Homogenität der generellen Lage von s-Flächen und B-Häufungen, bedingt durch Zurücktreten der B′ ⊥ zu den ostwestlichen B-Achsen. Die im Großbau vorherrschenden Achsen liegen horizontal, die s-Flächen fallen bei allgemein ostwestlichem Streichen mittelsteil gegen N ein.

Am Winnebachjoch, 2 km westlich des Westfalenhauses, wechselt die Gesteinszusammensetzung schon im Kleinbereich zwischen in Dezimeter-Größenordnung intensiv gefälteltem *Migmatit* und granitischem Migmatit mit Schieferschollen. Häufig tritt graugrüner Pinit auf. Im Handstückbereich einschlußfreier Granit läßt oft gerade noch s als letzte Spur des Vorgängergesteins erkennen. Die Migmatitfalten zeigen im Schnitt ⊥ zu den Achsen häufig mehr spitzwinklig geknickte als rundlich gebogene Faltenscharniere. Trotz der Fältelung ist ein generelles mittleres Nordfallen der s-Flächen bei ostwestlichem Streichen zu erkennen. Der Achsialbau scheint insgesamt auf horizontale, N 70—80 W streichende B-Achsen eingestellt zu sein. Die Migmatit-Faltenachsen sind oft an homoachs zu ihnen auf den s ihrer Faltenschenkel liegenden Kleinfältelungs-B einmeßbar.

Die Daten in D 59 wurden in einem Bereich von etwa 100 × 100 m eingemessen. Die B-Achsen ergeben zwei deutlich um 20° voneinander getrennte periphere Maxima, und zwar in N 80 E/5 E und N 78 W/horizontal. Auf s sich überkreuzende B aus diesen beiden Maxima konnten nicht beobachtet werden. Die Maximalbesetzung liegt mit 20% Besetzungsdichte in N 78 W/horizontal. Für Granit ergab eine Glimmereinmessung b im N 80 W-Maximum. Zur weiteren Kontrolle wurden auch die Schnittpunkte β der eingemessenen s-Flächen ausgezählt, deren scharf abgegrenztes Maximum im Diagramm Abb. 9 ebenfalls mit dem B-Maximum in N 80 W zusammenfällt. Häufig ist auf den s-Flächen, ohne Rücksicht auf deren unterschiedliches Einfallen, eine Lineare in der Vertikalebene N 20 W zu beobachten, also etwa ⊥ B N 80 E. Von dem π-Kreis N 10 E/85 W in D 59 weichen mittelsteil bis steil N fallende s durch größere Streuung als die S fallenden s etwas ab.

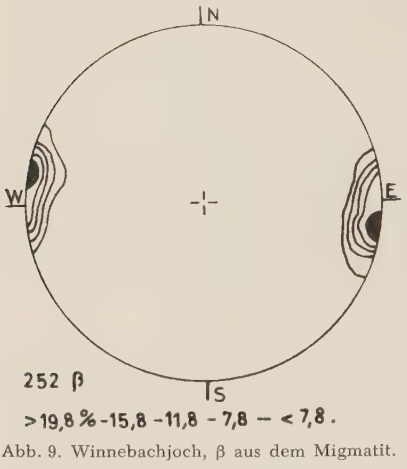


Abb. 9. Winnebachjoch, β aus dem Migmatit.

Aus der Anordnung der B-Achsen in D 59 ist zu entnehmen, daß diese nicht *einer* um 20° *gestreuten* Lage entspricht, sondern daß wahrscheinlich *zwei* Achsenpläne nebeneinander und sich gegenseitig durchdringend bestehen.

Im Grat, der vom Zwiselbacher Weißkogel zum Winnebachjoch hinüberzieht, wurden im Migmatit gleicher Art wie am Winnebachjoch die Gefügedaten von D 60 eingemessen. Hier zeigt B alleinige Häufung in N 78 W/horizontal und fällt mit dem π-Pol des π-Kreises N 14 E/85 E zusammen.

Im Kluftpoldiagramm D 61 aus beiden Bereichen herrschen steil stehende Klüfte vor. Bei annähernd ähnlicher Besetzung wie am Westfalenhaus wird hier die Maximalbesetzung von Kluftlagen N 15 W/70 E eingenommen.

Am Zwiselbachjoch besetzen die B, eingemessen als Fältelungsachsen auf den s der *Biotitschiefer,* ebenfalls ein Maximum in N 78 W/5 W, wie D 62 zeigt. Auf gleichen s liegen auch andere Kleinfältelungs-B mit größerer Streuung um NW. Auf der Jochhöhe behalten die s-Flächen ihre Lage, generell um E—W/25 N, anhaltend bei; zahlreiche geringmächtige und s-parallele Quarz/Feldspatlagen sind hier zu beobachten. Nach Süden und unten erscheinen

die Schiefer in Zentimeter- und Dezimeter-Größenordnung zunehmend gefältelt. Die s-Pole besetzen in D 62 einen vertikalen, N—S streichenden π-Kreis, dessen Pol (= E—W/0°) nicht mit dem B-Maximum zusammenfällt.

Ein dunkler, biotitreicher *Migmatit* mit schlieriger Kleinfältelung steht 2 km nördlich 500 m unter dem Zwiselbachjoch in der Talsohle des Zwiselbachtales an, mithin im Hangenden der Biotitschiefer vom Joch. In dem sehr massig wirkenden Gestein sind im Felde kaum Gefügedaten von und auf stofflichen s-Flächen zu erhalten. Die wenigen in D 63 zusammengestellten ergeben Migmatitfalten um N 70 E/20 E, in zwei Fällen auch B in N 70 W etwa 15° E fallend.

Durch die Klüfte dieses Bereiches wird im Felde der Eindruck eines Stengelbaues nach den 70 E-Achsen hervorgerufen, welche gemeinsame Schnittgerade einer Anzahl von ihnen sind. Im Kluftpoldiagramm D 64 sind das die Polhäufungen, die auf den nördlichen Bogen des π-Kreises N 25 W/75 W von D 63 zu liegen kommen und deren Klüfte also h0l-Lage zu den B N 70 E/20 E einnehmen. Das Kluftpolmaximum erzeugen um N 32 W streichende 70° NE fallende Klüfte, nahe 0kl-Lage zu den oben genannten B.

Die *Biotitschiefer* der Larstigspitze sind von jenen Pegmatit-Lagergängen durchsetzt, welche die Südwand des Strahlkogels in mächtiger Entwicklung durchschwärmen. Bei genereller Lage der s-Flächen N 80 W/30 N werden ihre Pole bisweilen durch Faltung in Dezimeter-Größenordnung und auch darunter auf einem π-Kreis N 20 E/80 E verstellt (D 65). Sein π-Pol fällt in das B-Maximum bei N 70 W/10 W, das durch Einmessen von Kleinfältelungs-B auf s erhalten wurde. Weiterhin ist auch eine flachwellige Verstellung der s um $\beta \perp$ B-Maximum über Meter-Größenordnung zu beobachten, welche die s-Pole z. B. im Sinne des π′-Kreisbogens in D 65 verschwenkt.

Das Kluftmaximum dieses Bereiches besetzen in D 66 Klüfte der Lage N 30 E/50 E. An seiger stehenden Klüften gleichen Streichens zeigen Harnische annähernd horizontale Relativbewegungen an mit dem Sinn: Westliches gegen SSW, östliches gegen NNE. Die steilen N—S streichenden Klüfte in D 66 wurden bisher nur selten angetroffen. Die am Westfalenhaus so betonten 70° W streichenden Klüfte sind hier am Larstig schwächer vertreten und streichen N 75 W.

Auch im *Biotit-Plagioklas-Schiefergneis* des benachbarten Br. Grieskogels tritt das B-Achsenmaximum N 70 W/10 W auf, mit Streuung der B bis E—W-Streichen (D 67). Die s-Flächen fallen bei ostwestlichem Streichen mittelsteil gegen N ein. Im südlichen und

tiefer gelegenen Rahmen seines Ferners sind auf s auch Kleinfältelungs-B' ⊥ B (N 70 W) einmeßbar. Die gegen S ansteigenden Pegmatitgänge des Strahlkogels erreichen den Gipfelbau des Br. Grieskogels nicht mehr. Es sind am Gipfel aber zahlreiche Zentimetermächtige Quarzlagen mit bis drei Millimeter großen und idiomorph begrenzten Quarzen parallel s eingestreut.

Die Wände des Grastaller Grieskogels konnten nicht allein begangen werden. Da die WNW streichenden B-Achsen jedoch weiter im Westen oberhalb Niederthai (Bereich D 1, D 5 z. B.) vorherrschend sind, ist es wahrscheinlich, daß sie es auch im zwischenliegenden Gipfelbau des Grastaller sind.

Basische Gänge

In Lit. 2, S. 31 hat *Hammer* die basischen Ganggesteine des Blattes Ötztal und auch solche vom Winnebach beschrieben. Das Diagramm der Abb. 10 zeigt die Lage solcher Gänge, die von *Hammer* nicht kartiert worden sind. Sie wurden in die beigegebene Karte (Beilage 1) mit aufgenommen.

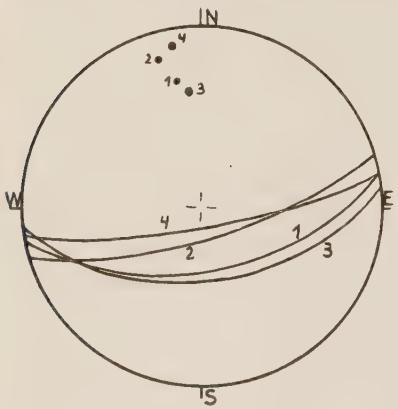
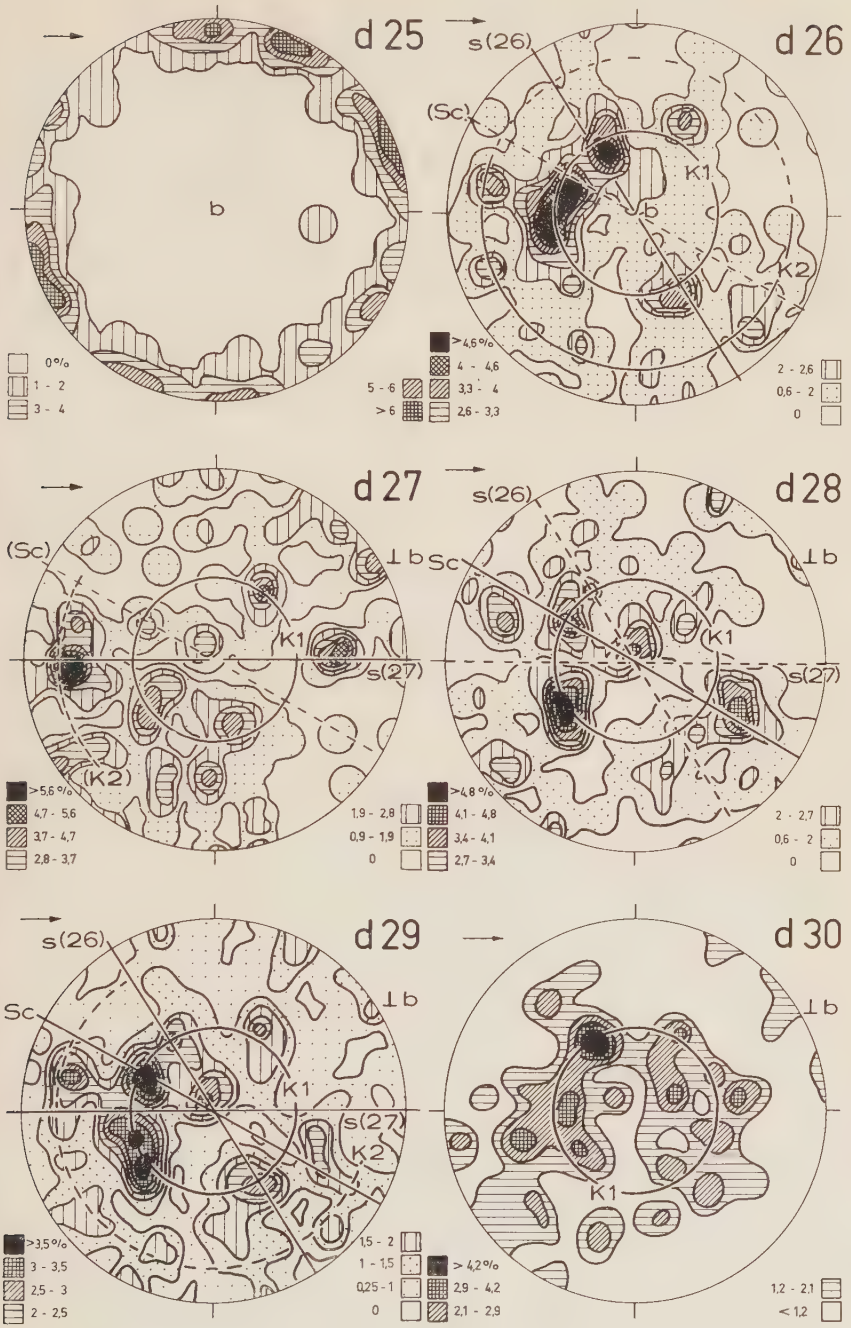


Abb. 10. Orientierung der basischen Ganggesteine.

Diese basischen Gänge sind jünger als die Migmatisation und durchschneiden den Migmatit diskordant mit manchmal weit anhaltend konstantem Streichen und Fallen. So ist z. B. Nr. 1 ein 13 m mächtiger Gang, der vom Seeblaskogel-Südgrad bis südlich der Winnebachsee-Hütte über 2 km im Streichen (bei etwa 800 m Höhendifferenz) verfolgt wurde und wahrscheinlich noch weiter nach Westen zieht. Er unterscheidet sich von den anderen Ganggesteinen dadurch, daß er weniger verschiefert und grobkörniger ist (sein Plagioklas ist weitgehend saussuritisiert). Die anderen, sehr dichten graugrünen Ganggesteine zeigen deutliches s. So auch ein 20 m mächtiger Gang (Nr. 2) in den Felsen an der Bachfallenferner-Zunge, der sich eventuell nach Westen ins Putzenkarle fortsetzt, wo Nr. 3 eingemessen, aber nicht weiter verfolgt wurde. Am Winnebachjoch

Tafel V. d 25. Migmatit Westfalenhaus. 100 Lote auf (001) Glimmer, Meßbereich II. d 26. Migmatit, Westfalenhaus. 149 c-Achsen Quarz aus Meßbereich I/26. d 27. Migmatit, Westfalenhaus. 106 c-Achsen Quarz aus Meßbereich I/27. d 28. Migmatit, Westfalenhaus. 145 c-Achsen Quarz aus Meßbereich I/28. d 29. Migmatit, Westfalenhaus. 400 c-Achsen Quarz, Sammeldiagramm Meßbereich I. d 30. Migmatit, Westfalenhaus. 234 c-Achsen größerer Quarze aus I und II.



Tafel V. d 25 bis d 30.

verschwindet ein einige Meter mächtiger Gang (Nr. 4) unter Blockschutt. Allen diesen Gängen ist ein Streichen um N 80 E bei steilem Südfallen gemeinsam. Auf ihre Glimmerregel wird noch später (d 40, 41) eingegangen werden.

Korngefügeuntersuchungen (Dünnschliff)

Die Untersuchungen beschränken sich auf die Ermittlung vektorieller Gefügedaten durch Einmessen der Lamellenlote auf (001) von Glimmer und der c-Achsen von Quarz mit dem U-Tisch in Dünnschliffen ⊥ oder fast ⊥ b. Ein Teil der Glimmerdiagramme wurde allein zur Überprüfung der Richtigkeit von im Felde als B eingemessenen linearen Parallelgefügen aufgenommen, oder auch, um B (b) überhaupt erst zu bestimmen, wobei zugleich das Verhältnis Deformation zu Kristallisation von Glimmer beachtet wurde. Diese Diagramme sind der Arbeit nicht einzeln beigegeben, ihre Ergebnisse jedoch im Sammeldiagramm III der Abb. 20 mit aufgenommen.

Da für einige Diagramme die Möglichkeit besteht, daß am Zustandekommen ihrer jeweiligen Regel der Schnitteffekt beteiligt sein könnte, so ist für die entsprechenden Diagramme eine Kontrolle der eingemessenen Quarze auf Heterometrie (für Glimmer ist die Kornheterometrie schon in den vorliegenden Dünnschliffen erkennbar) in weiteren Dünnschliffen parallel B erforderlich, was noch durchgeführt wird. In erster Annäherung trifft das in bezug auf Quarz besonders für sämtliche Diagramme zu, die ein zentrales Maximum liefern, in bezug auf Glimmergürtel dort, wo nicht schon am Handstück freisichtig die Glimmer-Regel zu erkennen ist. Wo erforderlich, ist im Begleittext zu den Korndiagrammen ein entsprechender Hinweis gegeben. Betreffs Beachtung des Schnitteffektes heterometrischer Körner ist auf Lit. 14 zu verweisen.

Die Korndiagramme sind mit kleinem „d" bezeichnet und ihre Kennziffern sind in den Diagrammen D 1 bis 67 der entsprechenden Aufschlußbereiche vermerkt. Darüber hinaus ist im Begleittext noch auf den jeweiligen Aufschlußbereich mit „(Bereich D . .)" hingewiesen. Die Korngefügediagramme d 1 bis d 41 sind auf den Tafeln I bis VII zu finden.

Den Angaben über Korngrößen liegt eine aus *Niggli*, „Gesteine und Minerallagerstätten", entnommene Einteilung zugrunde:

Durchschnittlicher Kornquerschnittsdurchmesser in mm	Körnigkeitsbezeichnung	Durchschnittlicher Kornquerschnittsdurchmesser in mm	Körnigkeitsbezeichnung
3,3 — 1	mittelkörnig	0,33 — 0,1	feinkörnig
1 — 0,33	kleinkörnig	0,1 — 0,01	sehr feinkörnig

Quarz + Glimmer

Der Beschreibung der einzelnen Quarz- und Glimmerregeln soll eine Übersicht über die Gesteinsart und die Raumlage der untersuchten b (B) vorangestellt werden; es wurden folgende B überprüft:

B N 60 E /16 E Migmatit
N 78 E /34 E Biotit-Plagioklas-Schiefergneis
N 30 W/10 N Migmatit ×
N 20 W/16 N Biotitgranitgneis ×
N 75 W/62 E Granit
N 15 E /62 N Biotit-Plagioklas-Schiefergneis
N 20 E /20 N Migmatit ○
N 20 E /30 N feinkörnige Biotitschiefer ○

× und ○ bedeuten: Gleiche Achsenpläne aus *benachbarten* Aufschlußbereichen

Das Diagramm Abb. 11 gibt eine Übersicht über die Raumlage dieser B.

Die Kennziffern an den B bedeuten:

H Hüllgestein,
M Migmatit,
G M granitischer Migmatit.

d 1 bis d 37 sind die Nummern der entsprechenden Quarz- und Glimmerdiagramme.

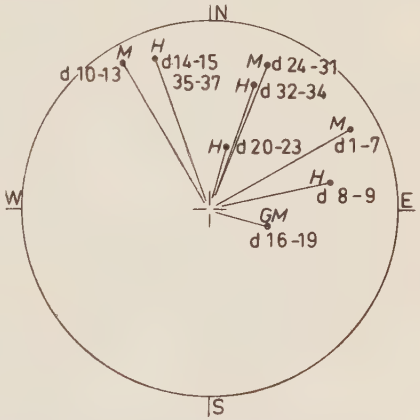


Abb. 11. Raumlage der durch U-Tisch-Messungen an Quarz und Glimmer untersuchten Parallelgefüge.

Biotitreicher Migmatit, Zwiselbachtal (Bereich D 63)

Schliff ⊥ b N 60 E/16 E.

Glimmer: Vorwiegend Biotit, sehr feinkörnig bis feinkörnig, teilweise zerfranst und mit randlichen Ausbuchtungen; allgemein homogen im Schliff verteilt. Wenig Muskowit mit manchmal größeren Lamellen als Biotit (bis kleinkörnig). Beide Glimmer homoachs geregelt.

Das Glimmerdiagramm d 1 zeigt Gürtelbesetzung der Lote auf (001) ⊥ b mit einer sich über 130° erstreckenden Hauptbesetzung, dazu wenige Lamellenlote in b. Sechs hervortretende Häufungen mit Abstand 20 bis 30° voneinander entsprechen Loten von h0l-Flächen zu b. Teilweise sind diese als Scherflächen im Dünnschliff, jedoch nicht anhaltend, und am Handstück zu erkennen. So ist s durch Einschlußstreifen aus feinstem Grus (Biotit, Erz?) in Quar-

zen markiert und durchschneidet diesen unabhängig von seiner Orientierung. Am Handstück erscheint s als ausgeprägteste Begrenzungsfläche mit Riefung = a auf; dieses a fällt im Glimmergürtel in den unterbesetzten Abschnitt, c ⊥ a fällt nicht mit einer Häufung zusammen. Ein s′, ebenfalls als Begrenzungsfläche am Handstück vertreten, ist im Dünnschliff über eine kurze Strecke gekennzeichnet durch: Quarzmörtel, plastische und rupturelle Deformation von Glimmer, kleine Biotite und Chlorit in die Scherfläche eingeregelt, oxydisches Erz in die Scherfläche eingeschlichtet. s′ schneidet den Glimmergürtel ebenfalls im unterbesetzten Abschnitt, ihr Pol fällt mit einer Glimmerhäufung zusammen. s ∧ s′ = 24°.

b N 60 E/16 E des Glimmergürtels fällt mit in diesem Aufschlußbereich eingemessenen Achsen von Migmatitfalten zusammen; die Deformation hat die Kristallisation von Biotit und Muskowit überdauert.

Quarz: Im allgemeinen homogen verteilte Körner mit unregelmäßiger Kornumgrenzung, sehr fein- bis feinkörnig, sehr oft in Gruppen zu zwei oder mehr K. angeordnet. Vereinzelt und in einem Streifen größere Korngruppen mit relativ größeren (feinkörnigen bis kleinkörnigen) Quarzen. Teils deutlich, teils nicht undulös.

Die folgende Übersicht zeigt die verschiedenen, getrennt eingemessenen Quarz-Kornarten:

d 2 Sammeldiagramm sämtlicher Quarze,
d 3 die überdurchschnittsgroßen Körner (fein- bis kleinkörnig),
d 4 sehr feinkörnige Quarze,
d 5 nicht undulöse Körner,
d 6 sehr undulöse Körner,
d 7 sämtliche Quarze zweier Nachbarzeilen.

Für die deskriptive Kennzeichnung des Quarzgefüges werden die im Glimmer-Diagramm d 1 gewählten Koordinaten benutzt.

Das Sammeldiagramm sämtlicher Quarze zeigt Maximum in b, das auch in den Teildiagrammen d 3 bis d 7 mit Ausnahme d 6 (= deutlich undulöse Quarze) aufscheint. Möglicherweise ist am Zustandekommen dieses Maximums in b der Schnitteffekt beteiligt. Der allgemein scharfe Besetzungsabfall des Maximums und seine Isoliertheit (vgl. besonders d 4) sprechen nicht für einen Schnitteffekt. Das Sammeldiagramm d 2 zeigt ferner einen Schiefgürtel G 1 (G 1 ∧ Glimmergürtel 35°), der besonders in d 7 deutlich ausgebildet ist und an dem Häufungen aus sämtlichen Teildiagrammen d 3 bis d 7 beteiligt sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß G 1 nur einen mittelbaren Gürtel darstellt; er zeigt in d 7 deutlich einen Knick und die an ihm beteiligten Häufungen neigen zur Besetzung von Kleinkreisen. An einer Häufung in c beteiligen sich außer den überdurchschnittsgroßen Körnern (d 3) sämtliche ausgeschiedenen Kornarten, a ist in d 2 unterbesetzt.

In einer Zeile wurde die Streuung der Achsenlagen von aneinander angrenzenden Körnern festgehalten. Diese ist im allgemeinen gleich groß wie die Achsendivergenz der nicht benachbarten Quarze. Es treten aber sehr selten Kornaggregate auf, deren Einzelkörner zueinander eine geringere Streuung der c-Achsen aufweisen als die der Umgebung (Überindividuen). Häufiger wurden Kornpaare mit folgendem charakteristischem Verhalten eingemessen: Sie sind durch eine gerade Grenzfläche voneinander getrennt und die Auslöschung geht von Korn zu Korn nicht undulös, sondern sprunghaft über. Die c-Achsen beider Quarze bilden miteinander meistens einen

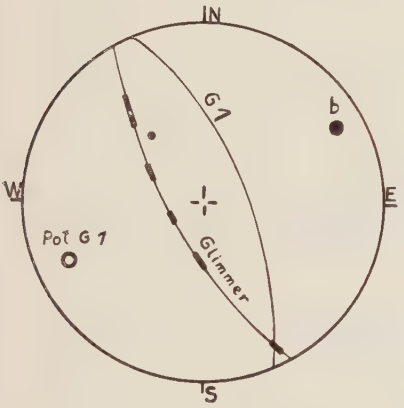


Abb. 12. Auf N—S rotierte Daten aus d 1 bis d 7.

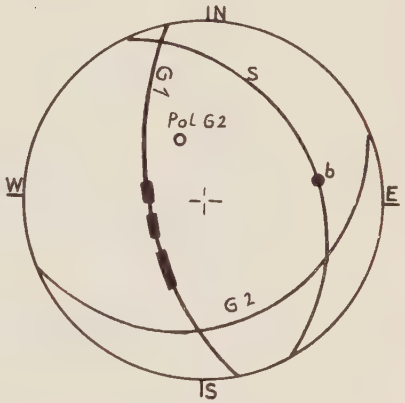


Abb. 13. Auf N—S rotierte Daten aus d 8 bis d 9.

Winkel zwischen 8 bis 12°. Das Einmessen der Grenz*fläche* war nur selten möglich und ergab in 4 Fällen, daß sie bei *einem* Korn des Kornpaares stets parallel zur c-Achse lag.

Der untersuchte Migmatit ergibt im Dünnschliffbereich einen B-Tektonit mit rhombischer Fast-Symmetrie für Glimmer: Symmetrieebene ac, Fast-Symmetrieebene bc und ab (= s); in bezug auf Quarz trikline Symmetrie.

Im Diagramm Abb. 12 sind die wesentlichsten Daten des Quarz- und Glimmergefüges auf die Erdkoordinaten rotiert. Der Pol von G 1 hat gleiches Streichen wie b, und in diesem Zusammenhang ist zu beachten, daß die ENE streichenden B-Achsen im Migmatit und auch in den Hüllgesteinen Schwankungen im Einfallen zeigen. Die in Abb. 12 dick ausgezogenen Glimmerhäufungen (aus d 1) auf dem Glimmergürtel fallen teilweise mit Kluftpolhäufungen des Bereiches (D 64) zusammen.

Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, W Untenlehn (Bereich D 23)

Schliff $\perp$ b N 78 E/34 E, B ist am Handstück als Kleinfältelung auf s sichtbar.

Glimmer: Biotit und Muskowit parallelverwachsen und homoachs geregelt; fein- bis kleinkörnige Lamellen in s eingeschlichtet und oblong, nach (001) kristallographisch gut begrenzt, $\perp$ (001) meist zerfranste Kornenden. Allgemein plastisch, selten rupturell deformiert.

Das Glimmerdiagramm d 8 zeigt Maximum in c und eine in ac gestreckte Besetzung um c, die auch durch Projektions-Verzerrung und Schnitteffekt bedingt sein kann, weshalb d 8 allein kein Beleg für b ist. In bezug auf Glimmer s-Tektonit mit rhombischer Symmetrie.

Quarz: Sehr feinkörniges Pflaster und in s oblonge (Index zirka 0,5) Körner in Kornaggregaten; nicht oder nur gering undulös.

Im Quarzdiagramm d 9 ist deutlich der ac-Gürtel (G 1) besetzt. Das Maximum liegt in c und wird in ac 15 und 20° beiderseits c von Untermaxima begleitet.

Einzelhäufungen im unterbesetzten Feld und an den Gürtel G 1 $\perp$ b anschließend liegen auf einem Großkreis G 2, G 2 $\wedge$ G 1 bzw. Pol G 2 $\wedge$ b = 70°.

Die Maxima in und beiderseits c sind vergleichbar mit bekannten Glimmermaxima solcher Anordnung. Bei Annahme einer Quarz-*lamellen*-Einregelung wäre entweder c Quarz stets parallel den Loten auf die Lamellen, oder wenn nicht, dann wäre stets jene Gleitgerade auf den Lamellen streng in ac eingeregelt, welche die Projektion der Quarzachse c auf die Lamellen darstellt, gleichgültig, welchen Winkel die Quarzachsen mit den Lamellenloten bilden. Im Dünnschliff sind keine Lamellen zu beobachten. Die zweite Möglichkeit ist eine Einregelung der Quarzachsen in zu s steile h0l und bc. Spuren solcher Flächen könnten am Dünnschliff beobachtbare Lineare sein, desgleichen Klüfte am Handstück. Es treten auch selten Richtungsgruppen dieser Art (Auslöschung, Interferenzfarbe bei Gipsüberlagerung) auf. Letzteres spricht für eine γ-Regel der Quarze nach steilen h0l bzw. bc (= α-Regel in bezug auf s); im Vergleich mit dem Glimmerdiagramm d 8 erscheint Einregelung der Quarzlamellen in s (s′ und s″) als α-Regel wahrscheinlicher.

In bezug auf Quarz zeigt der Dünnschliff einen triklinen s/B-Tektonit.

Aus den im Diagramm Abb. 13 auf die Erdkoordination rotierten Gefügedaten (aus d 8 und d 9) ist zu ersehen, daß b mit den vorherrschenden B des Aufschlußbereiches D 23 zusammenfällt. Der außerhalb s liegende Pol von G 2 fällt in die NNW streichende Ver-

tikalebene, die an der Ötztalseite mit B verschiedensten Einfallens besetzt ist. Die Quarzmaxima sind auf G 1 in Abb. 12 verstärkt ausgezogen.

Kornarten wurden beim Einmessen von Quarz nicht unterschieden, jedoch die intergranulare Achsendivergenz sämtlicher Nachbarkörner zueinander bestimmt, um eventuell eine Beteiligung von Zwillingen an den vier Häufungen der Quarzregel zu ermitteln. In der Abb. 14. sind sämtliche gemessenen Achsendivergenzen dargestellt und wie folgt aufgegliedert:

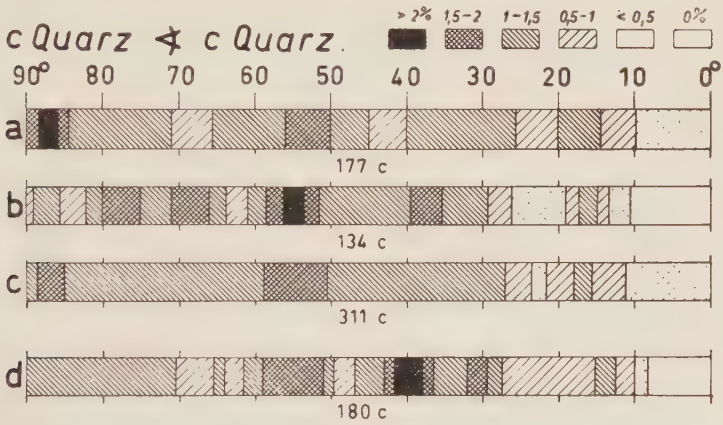


Abb. 14. Achsendivergenz von Nachbarquarzen.

a) Nachbarquarze mit gerader Korngrenze zueinander; Maximum bei 87°.

b) Nachbarkörner mit geschwungenen oder geknickten Korngrenzen zueinander; Maximum bei 55°.

c) Summe a) + b); die beiden Häufungen bleiben erhalten.

d) Nachbarkörner, von denen wenigstens ein Korn in den vier Maxima von d 9 liegt; Maximum in 40°.

Aus dem in Frage kommenden Bereich von etwa 15 bis 60° Achsendivergenz fallen die Achsen der Kornnachbarn einzelner Quarze aus den vier Häufungen von d 9 viel seltener *wieder* in eine solche Häufung (nur 10%), als vielmehr an einen anderen Ort der Lagekugel. Das heißt also, daß diese Häufungen in d 9 untereinander nicht durch Quarzverzwilligung bedingt sein können, deren Achsendivergenzen den verschiedenen Abständen der einzelnen Häufungen entsprechen. An dem Maximum bei 40° in Abb. 14 d sind überhaupt nur 2·2% Quarze beteiligt, von denen die Achsen *beider* Körner in den Häufungen von d 9 liegen.

Biotitreicher Migmatit, E Dorf (Bereich D 12)

Schliff ⊥ b N 30 W/10 N, am Handstück keine erkennbaren Gefügekoordinaten.

Im Dünnschliffbereich intensive Fältelung, gefaltete Falten und Wirbel; Einzelfalten nicht überblickbar.

Glimmer: In Schwärmen und Zügen stark gefältelt, vorwiegend sehr fein- bis feinkörniger Biotit mit zerfransten Kornrändern. Homoachs geregelt und manchmal parallelverwachsen mit Muskowit, dieser teilweise auch etwas größer („kleinkörnig").

Deutlich rekristallisierte Faltenbögen neben sehr selten plastisch deformierten Glimmern. In bezug auf die Rekristallisation von Glimmer keine deutliche postkristalline Deformation beobachtbar.

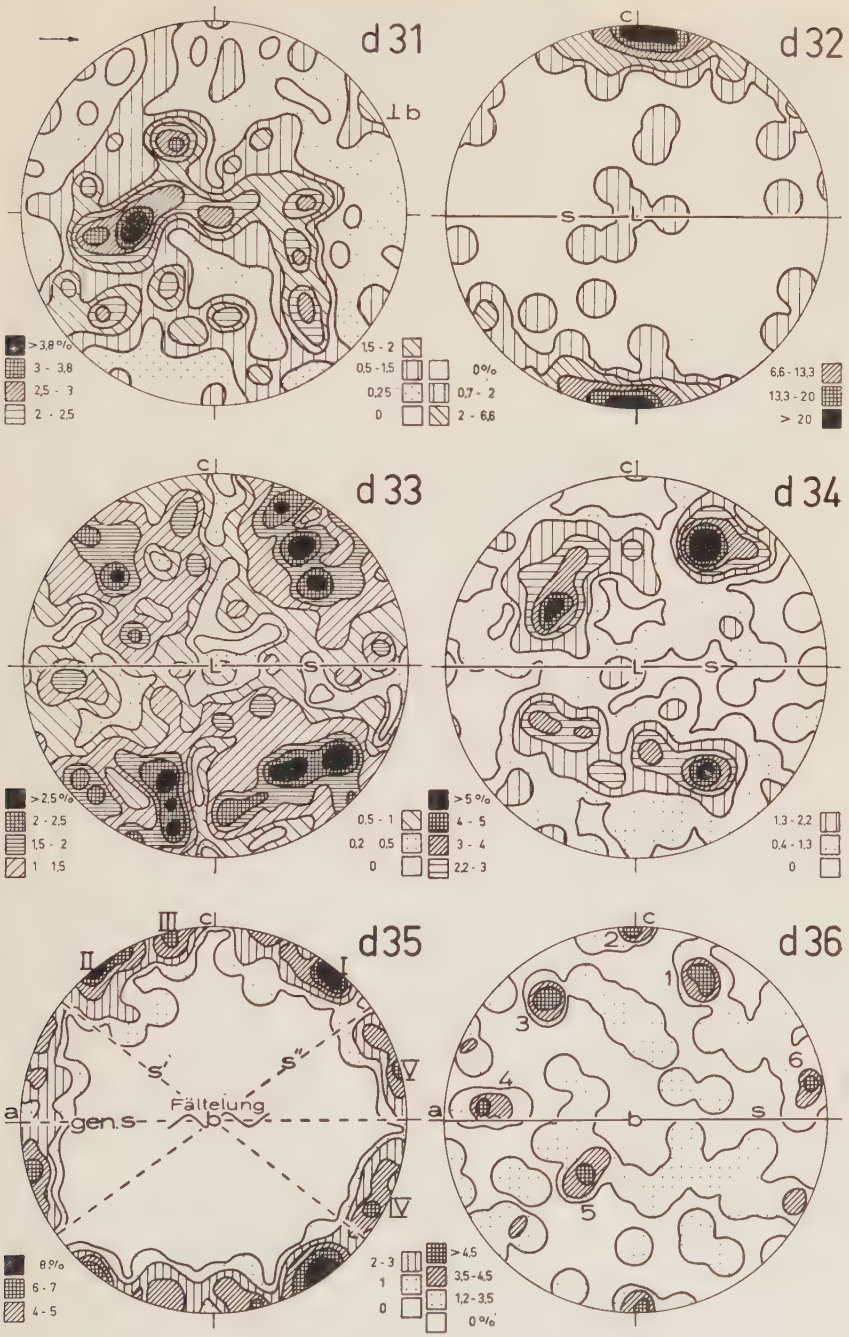
Im Glimmerdiagramm d 10 besetzen die Lamellenlote einen Gürtel ⊥ b. Die Häufungen sind aus den oben genannten Gründen für die Wahl weiterer Koordinaten bedeutungslos, es wurde auch nur eine Diagonale durchgemessen. Innerhalb des Dünnschliffbereiches haben a und c Rotationsfreiheit um b.

Quarz: Vorwiegend sehr feinkörnige, annähernd isometrische Körner, selten undulös, Pflasterstruktur, daneben sehr feinkörniger nicht lamellierter Plagioklas; wenig relativ größere („fein- bis kleinkörnig") Quarze, meist einige in Aggregaten beisammen, vorwiegend isometrisch, teils undulös.

Quarz besetzt im Sammeldiagramm d 11 eine Häufung in b, die nur von kleinen Körnern beliefert wird (vgl. d 12 mit d 13). Die Häufung in b kann nicht auf Schnitteffekten beruhen, da die kleinen Quarzkörner auch im Schliff parallel b Pflasterstruktur zeigen, also keine Heterometrie erkennen lassen. An der Besetzung eines Kleinkreises K 1 etwa 40^0 um b, bestehend aus acht teilweise durch Nullbesetzung unterbrochenen Häufungen, sind große und kleine Körner beteiligt (d 12 und d 13). Der Großteil der Quarzachsen entfällt auf den Bereich nahe ac, doch meiden die Häufungen den Großkreis ac selbst. Letztere liegen in d 13 (kleine Körner) deutlich auf einem Kleinkreis K 2 mit $r = 70^0$ um b; in diesem Diagramm besetzen die nicht auf b und K 1 entfallenden Häufungen fast ausschließlich K 2. Vorwegnehmend sei bemerkt, daß eine solche Besetzung nochmals in ebenfalls im Dünnschliff-Bereich gefälteltem Migmatit aufscheint.

Das Glimmerdiagramm ergibt einen B-Tektonit, Quarz ist wahrscheinlich homoachs zu Glimmer geregelt.

Tafel VI. d 31. Migmatit, Westfalenhaus. 400 c-Achsen Quarz aus Meßbereich II. d 32. Feinkörniger Biotitschiefer, Westfalenhaus. 150 Lote auf (001) Biotit. d 33. Feinkörniger Biotitschiefer, Westfalenhaus. 400 c-Achsen sehr feinkörniger Quarze. d 34. Feinkörniger Biotitschiefer, Westfalenhaus. 220 c-Achsen Quarz aus Quarzlagen parallel s. d 35. Biotit-Granit-Gneis, E Dorf. 100 Lote auf (001) von Ri-Biotiten in Quarz. d 36. Biotit-Granit-Gneis, E Dorf. 83 c-Achsen von Quarzen mit Ri-Biotiten.



Tafel VI. d 31 bis d 36.

Biotit-Granit-Gneis, E Dorf (Bereich D 12)

Schliff ⊥ b N 20 W/16 N, B als kräftige Fältelung auf Handstück-s.

Glimmer: Fein- bis kleinkörnig, mittlerer Kornindex zwischen 5 und 6, kristallographisch gut begrenzt; vorwiegend Biotit, häufig mit Muskowit parallelverwachsen. Meist viele übereinandergestapelte in gefältelten Zügen angeordnete Lamellen. Von Kristallisation überdauerte Faltung neben gering plastisch deformierten Lamellen.

Das Glimmer-Maximum in d 14 liegt auf einem nicht geschlossenen Gürtel ⊥ b (Unterbesetzung in a) um c. Das nächst dicht besetzte Feld (6 bis 10%) reicht über 84° in ac um c und umschließt damit jenen Gesamtbereich, den die Lote auf die s der Fältelung des Handstückes bestreichen.

Auf eine Untersuchung von Ri-Glimmern in Quarz aus diesem Dünnschliff wird an anderer Stelle (S. 53 ff.) eingegangen.

Quarz: Sehr fein- bis feinkörnige, isometrische bis oblonge Körner; meist deutlich undulös und in Aggregaten, seltener einzeln angeordnet.

Quarz besetzt in d 15 einen Gürtel ⊥ b und eine Häufung in b. Die Häufung in b ist mit Vorbehalt zu betrachten; wenig steiler Besetzungsabfall und im Schliff // b beobachtbare oblonge Körner sprechen für Schnitteffekt. Auf dem Gürtel treten 3 Maxima hervor: Eines in c selbst, ein Maximum (II) 40° und eines 70° von c. Ein Kleinkreis mit r = 40° um b ist unterbesetzt.

Auffällig ist eine Anordnung der Quarzachsen bei c derart, daß das Maximum in c auf einem Kleinkreis mit r = zirka 20° von Achsenhäufungen mit scharfem Besetzungsabfall zum unterbesetzten (0,1 bis 0,5%) Zentrum (= in bc 20° von c) liegt. Eine ähnliche Anordnung ergibt sich nahe a.

Glimmer und Quarz sind homoachs geregelt. Glimmer zeigt rhombisch-symmetrischen s/B-, Quarz B-Tektonit mit rhombischer Fastsymmetrie.

Beim Vergleich der beiden Quarzdiagramme d 11 mit d 15 aus benachbarten Bereichen erscheint auffällig, daß an Stelle des besetzten Kleinkreises K 1 mit r = 40° um b im Migmatit d 11 im Hüllgestein d 15 ein unterbesetzter Kleinkreis mit gleichem Radius um b tritt; b selbst zeigt in beiden Diagrammen Überbesetzung. Die Hauptbesetzung für Quarz, im Migmatit etwa 70° um b angeordnet, fällt im Biotit-Granit-Gneis auf den ac-Gürtel mit r = 90° um b.

Für Hülle und Migmatit im Bereich D 12 ergibt sich aus den untersuchten Dünnschliffen eine homoachse Regel sowohl für Glimmer (vgl. d 10 mit d 14) als auch wahrscheinlich für Quarz (vgl. d 11 mit d 15).

Granitischer Migmatit, Winnebachsee-Hütte (nahe Bereich D 45)

Schliff fast ⊥ b N 75 W/62 E, im Handstück Pinit, Quarzbutzen und biotitreiche Einschlüsse.

Glimmer: Nur Biotit; meist fein- bis kleinkörnige, selten bis etwa 0·8 mm lange Lamellen, gebuchtet und zerfranst; in Grundmasse aus granuliertem Feldspat und um Quarzkornaggregate auftretend, manchmal auch in Scheitern angehäuft; pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse. Nur sehr selten wenig gebogene Lamellen. Präkristallin in bezug auf Biotit deformiert.

Das Glimmerdiagramm d 16 ⊥ b besitzt bei B-Tektonit-Charakter rhombische Fastsymmetrie, die Glimmerlote sind auf einem ac-Gürtel angeordnet. Als s wurde die am Handstück ausgeprägteste Fläche gewählt, seine Spur fällt in d 16 in einen unterbesetzten Gürtelabschnitt, sein Lot c ist symmetrisch beiderseits von Häufungen des Gürtels umgeben.

Quarz: Kleinere und größere einsprenglingsartige Kornaggregate mit unregelmäßig begrenzten, feinkörnigen und undulösen Einzelkörnern; einzelne und sehr feinkörnige Quarze in granuliertem Feldspat, welcher bei Gips-Überlagerung optisch teils einheitlich, teils gefeldert erscheint.

Die Überlagerung mit Gips läßt vorherrschende γ-Regel der Quarze in bezug auf die gewählten Koordinaten erkennen.

Im Sammeldiagramm d 17 tritt ein Maximum bei a auf, an dem sich sowohl die Quarze aus den Quarzkornaggregaten (d 18) als auch die si-Einzelquarze (d 19) beteiligen. Wie besonders aus d 19 zu ersehen ist, zeigt die Besetzung bei a Kleinkreisanordnung (Kleinkreis mit r etwa 15^0).

Die Quarz-Einsprenglinge sind homogen im Schliff verteilt. Die einzelnen Körner jeweils eines Einsprenglings beteiligen sich gleicherweise an der Besetzung des Quarzdiagramms, wie eine separate Einmessung zeigt.

Das Maximum für Quarz fällt mit dem postgranitischen Scherungs-B des Nachbarbereiches (vgl. D 46) zusammen. Ob auch genetische Beziehungen zwischen beiden bestehen, konnte nicht überprüft werden.

Biotit-Plagioklas-Schiefergneis, E Winnebachhöfe (Bereich D 42)

Schliff ⊥ b N 15 E/62 N.

Glimmer: Biotit (nur sporadisch Muskowit), sehr fein- bis feinkörnig, in Streifen parallel s angeordnet; pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse. Vereinzelt Quermuskowit mit Lamellen in b c. Keine postkristalline Deformation von Glimmer zu erkennen.

Die Glimmerlote besetzen in d 20 ein Maximum in c und eine über 50^0 um c in ac gestreckte Häufung (vgl. Bemerkung zu d 8, S. 44).

Quarz: Meist isometrische, teils auch in s oblonge Körner und Kornaggregate, undulös. α' subparallel zu s mit Gips zu erkennen.

Im Sammeldiagramm d 21 besetzt Quarz einen Gürtel ac $\perp$ b mit Unterbesetzung bei a. Dreigeteilte Hauptbesetzung: in c, auf ac 25^0 von c und das Maximum 35^0 von c. Besetzung von bc angedeutet. Die mehr undulösen Quarze (d 22) bevorzugen die Häufung in c mit merklicher Dehnung in bc (60^0), an dem Maximum beteiligen sie sich nur gering. Die großen und oft in s oblongen (Index zirka 3) Quarze (d 23) halten sich mehr an das Maximum. Getrennt eingemessene, in s oblonge Kornaggregate lassen Neigung zur Streuung der Quarzachsen $\perp$ s (subparallel bc) erkennen.

Es kann nicht entschieden werden, ob die Quarze der Häufungen bei c mit ihren *Achsen* in zu s *steile* s_2 und s_3 eingeregelt sind oder mit ihren *Lamellen* in zu s *flache* s_2 und s_3. Lamellen sind nicht zu beobachten.

Das Glimmerdiagramm zeigt rhombisch-symmetrischen s-Tektonit; die Quarzregel entspricht am ehesten einem s/B-Tektonit mit monoklinem Einschlag durch Überbetonung einer Besetzung.

Migmatit, Westfalenhaus (Bereich D 56)

Schliff $\perp$ b N 20 E/20 N.

Auf einem am Handstück freigelegten s (N 14 E/74 E) ist das abgebildete Fältelungs-B unruhig und variiert im Einfallen um 20^0 von 20 bis 40^0 gegen NNE. Die Anschliffffläche zeigt starke Kleinfältelung, auch gefaltete Falten.

Im Dünnschliffbereich ist eine kleine Einzelfalte zu erkennen (Meßbereich I), die in Fältelung mit geringen Amplituden übergeht (Meßbereich II); beide Bereiche wurden getrennt eingemessen, wie in Abb. 15 skizziert.

Glimmer: Vorwiegend Biotit, wenig Muskowit, beide homoachs geregelt; angeordnet in dünnen gefalteten Lagen, innerhalb dieser Lagen aber nicht immer lagenparallel, sondern auch quergestellt (um b rotiert); sehr feinkörnige bis kleinkörnige zerfranste Lamellen. In bezug auf beide Glimmer deutlich postkinetisch rekristallisierte Faltenbögen.

Da b auf s des Handstückes pendelt, wurde je ein Glimmerdiagramm aus Bereich I (d 24) und Bereich II (d 25) eingemessen, und zwar jeweils auf drei Meßlinien, nur um b zu erhalten; die Häufungen sind daher nicht für die Koordinatenwahl (a, c) ausnutzbar.

Die Diagramme zeigen deutliche Gürtelbesetzung am Rand, mithin daß b gemäß Glimmer in beiden Bereichen im Netz-Mittelpunkt liegt.

Quarz: Zwischen den Glimmern in breiteren Lagen angeordnet, fein- bis kleinkörnig, unregelmäßig und zerlappt begrenzt; unmerklich bis wenig undulös.

Im Meßbereich I wurden die Quarze in drei Teilbereichen der Einzelfalte eingemessen (vgl. Abb. 15): zwei Schenkel (d 26, d 27) und die Kniekehle (d 28). Die Falte erscheint außengestaltlich als Biegefalte mit Symmetrieebene Sc. Außer durch Glimmer bestimmtem b ergeben sich noch folgende Koordinaten für die einzelnen Teilbereiche aus der Außengestalt der Falte:

s (26) = Tangente an Faltenschenkel Bereich I/26 der Abb. 15.
s (27) = Tangente an Faltenschenkel Bereich I/27 der Abb. 15.
s (26) ∧ s (27) = 58° bzw. 122°, Sc = Winkelhalbierende.

Im Sammeldiagramm d 29 sämtlicher Körner der Falte Meßbereich I besetzen die Quarze vorwiegend in Einzelhäufungen, jedoch einseitig stärker einen Kleinkreis K 1 mit r etwa 35° um b. Eine Häufung fällt ferner nahezu mit b zusammen. Zwei weitere Häufungen treten zwischen der Spur von Sc und s (27) auf, die eine 70°, die andere 45° von b. Die Peripherie ist nur stellenweise gering besetzt. Der Kleinkreis K 1 wird von sämtlichen Teilbereichen d 26 bis d 28 beschickt, die Häufung in b bevorzugt von Körnern des Faltenknies aus d 28. In d 26 besetzen 6 von sämtlichen nicht auf K 1 liegenden Häufungen einen weiteren Kleinkreis-Teilbogen K 2 von etwa 150° mit Radius 70° um b (= 2 r K 1). Im Schnittpunkt K 2 mit der Spur von s (27) liegt in d 27 das Maximum, während in den beiden anderen Teilbereichen die Maximalbesetzungen auf K 1 fallen. Die Häufung um 70° von b (auf K 2) zwischen Sc und s (27) bleibt in sämtlichen drei Teilbereichen von I erhalten.

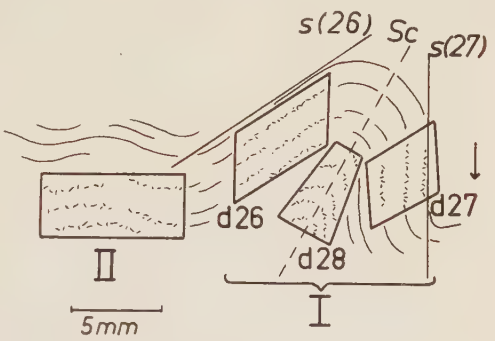


Abb. 15. Übersichtsskizze zu d 24 bis d 31.

Auch die relativ größeren Quarze („kleinkörnig") auf beiden Meßbereichen I und II lassen in d 30 deutliche Kleinkreis-Besetzung von K 1 erkennen, mit Maximum auf K 1. Sämtliche Quarze des kleingefältelten Bereiches II in d 31 zeigen keine deutliche Regel. doch liegen auch hier das Maximum und einige Häufungen auf K 1.

Was an den Quarzdiagrammen deutlich aufscheint, ist nur der Achsenkleinkreis K 1 um B (d 26 bis d 29) der Einzelfalte, welche in bezug auf Glimmer (d 24) und Quarz fasthomogen geregelt erscheint entsprechend einer Beanspruchung ⊥ B, die an allen Stellen der Falte — unabhängig von deren Gestalt — annähernd gleiches

Gefüge erzeugt hat. Die Falte ist als Typus wie folgt charakterisierbar: Sie ist nicht abwickelbar in bezug auf das nur gezeichnete s (ohne Regel zu s), aber geometrisch banalerweise abwickelbar in bezug auf das B-Gefüge, ohne daß diese Abwicklung zu einem Vorstadium des Gefüges führt.

An der Stelle stärkster B-achsialer Prägung im Faltenknie (d 28) tritt ein zentrales Maximum hervor. Dort herrschte also entweder stärkste Regelung durch maximale Pressung oder die Häufung stellt eine belteropore Regelung dar, wenn sie nicht nur auf Schnitteffekt durch Vorwalten stengeliger Gefügetracht von Quarz beruht, was vorerst ununterschieden bleibt.

Feinkörniger Biotitschiefer, Westfalenhaus (Bereich D 58)

Schliff $\perp \beta$ und B N 20 E/30 N im Aufschlußbereich = Lineare L auf Handstück-s.

Glimmer: Vorwiegend sehr feinkörniger Biotit, nur sehr wenig Muskowit; innerhalb glimmerreicherer und -ärmerer Horizonte homogen verteilt; nach (001) idiomorph begrenzte Lamellen. Keine Anzeichen postkristalliner Deformation.

Quarz: Sehr feinkörnig, meist unregelmäßig kantig begrenzt; relativ größere („kleinkörnige") und manchmal in s oblonge Körner in einzelnen Lagen parallel s; sämtliche Quarze nicht oder nur sehr gering undulös.

Das Glimmer-Maximum ist scharf in s eingeregelt (d 32) und die Häufung um das Maximum über 60° randlich und etwa 40° radial gedehnt, wenige Glimmer $\perp$ s. Aus der Glimmer-Regel ist nur die Koordinate c sicher zu bestimmen, a und b nicht, wahrscheinlich ist L im Diagramm-Zentrum = b. Glimmer- und Quarz-Regel widersprechen nicht den im Aufschlußbereich ermittelten mit β zusammenfallenden B (= L Handstück).

Im Quarzdiagramm d 33 der sehr feinkörnigen Quarze besetzen deren Achsen einen breiten Gürtel $\perp$ B mit mehreren Untermaxima, während ab und bc unterbesetzt sind. Im rechten oberen und linken unteren Quadrant verteilen sich die Quarzachsen auf einen Kleinkreis mit r = etwa 30°. Bei rein qualitativer Betrachtung erweist sich d 33 rhombisch fastsymmetrisch.

Diagramm d 34 beinhaltet die Achsen der Quarze aus vier Quarzlagen parallel s; ein separates Einmessen der einzelnen Lagen ergab jeweils gleiche Regel aller vier Lagen. Die drei Maxima von d 34 decken sich mit Feldern höherer Besetzungsdichte von d 33. Gegenüber dem normalen Quarzgefüge (d 33) ergeben die Quarzlagen Symmetrie-Erniedrigung.

d 32 und d 33 zeigen eine Regel, die eventuell aus Plättung ableitbar wäre.

Ermittlung von Quarz-Spaltflächen mit Hilfe von Ri-Glimmern

Wie schon erwähnt, treten im Quarz des Biotit-Granit-Gneises E Dorf Biotit-Einschlüsse auf, und zwar innerhalb vereinzelter Quarzkörner und allseitig von Quarz umschlossen einzelne (nur selten zwei oder drei) Biotite. Es sind feinkörnige Glimmer mit zwischen 0·03 mm und maximal 0·1 mm langen Lamellen bei einem mittleren Kornindex von etwa 4. In zwei Fällen wurden stark um b gebogene Lamellen beobachtet. Diese Ri-Biotite zeigen eine homotaktische Internregel zu den Se-Glimmern (vgl. d 35, d 14) und zu Quarz (vgl. d 15) des gleichen Dünnschliff-Bereiches.

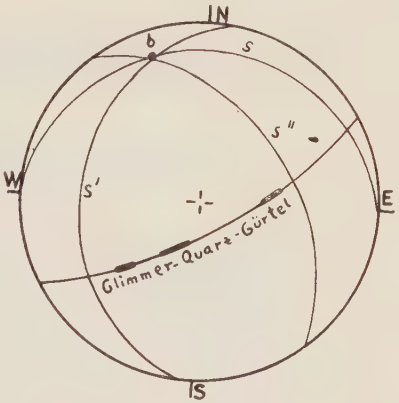


Abb. 16. Auf N—S rotierte Korngefügedaten aus dem Biotit-Granit-Gneis E Dorf.

Die Ri-Glimmer besetzen in d 35 einen geschlossenen, in a und c unterbesetzten Gürtel ⊥ b (in d 14 der Se-Glimmer liegt das Maximum *in c!*). Es treten zwei Maxima symmetrisch beiderseits c auf. Diese beiden Maxima fallen mit den Loten auf die beiden Schenkel s′ und s″ der Fältelung auf s zusammen. Das generelle s des Handstückes halbiert den spitzen Winkel von 72° zwischen s′ und s″. Die beiden Maxima zu s′ und s″ entsprechen auch einem Maximum und einer Häufung von Quarz in d 15. Im Diagramm Abb. 16 sind die Gefügedaten auf die Erdkoordination rotiert.

Um festzustellen, ob Beziehungen zwischen der Lage der Ri-Biotite und dem Feinbau ihrer Quarzwirte bestehen, wurden zugleich mit diesen Biotiten auch ihre jeweiligen Quarzwirte eingemessen und die Winkel zwischen den c-Achsen der Quarze und Loten auf (001) der Biotite ermittelt. Die Orientierung der Quarzwirte zeigt d 36. Die erhaltenen 100 Winkel sind in der Abb. 17 a zusammengestellt. In Abb. 17 b sind sie durch Auszählen ausgeglichen und verdeutlicht worden.

Aus den beiden Verteilungsdiagrammen der Abb. 17, besonders 17 b, ist zu entnehmen, daß die Biotite bestimmte Lagen innerhalb ihrer Quarzwirte in bezug auf die Orientierung zu ihnen bevorzugen, und zwar die in der Tab. 1 zusammengestellten Werte.

Die Häufung e erreicht nur 1% und wird nur angeführt, weil sie in unterbesetzte Nachbarbereiche fällt.

Durch Vergleich der Häufungen der Ri-Biotite und der Häufungen ihrer Quarzwirte (sämtliche Häufungen von d 35 mit sämtlichen Häufungen von d 36) wurde untersucht, ob die statistisch hervortretenden Winkel der Abb. 17 (= Tab. 1) aus gleichgroßen Winkeldistanzen zwischen Häufungen der Ri-Biotite und den ihrer

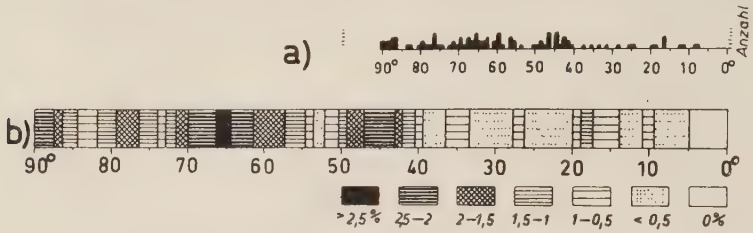


Abb. 17. Häufigkeitsverteilung der Winkel zwischen Ri-Biotiten und ihren Quarzwirten.

Tabelle 1

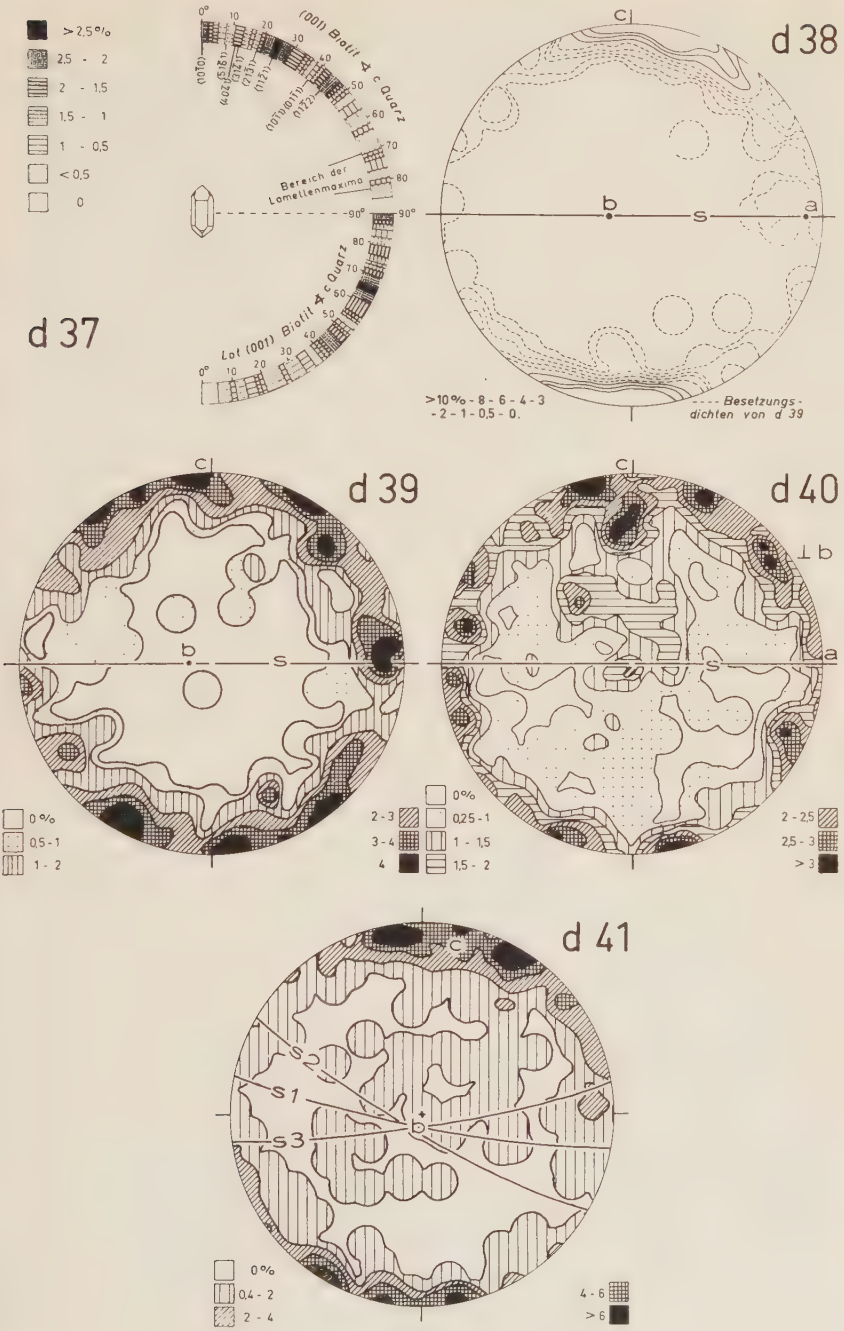
	Lot auf (001) Biotit ∧ c-Achse Quarz	Entspricht *(001)* Biotit ∧ c-Achse Quarz
a	90°	0°
b	78°	12°
c	66°	24°
d	45°	45°
(e)	(18°)	(72°)

Quarzwirte resultieren oder nicht. Zugleich wurde die Anzahl der Mineralpaare Quarz/Ri-Glimmer bestimmt, die in diesen Häufungen tatsächlich einen Winkel wie a bis e von Tab. 1 bilden. Zur besseren Übersicht wurden die Häufungen in d 35 und d 36 numeriert. Das Ergebnis dieser Überprüfung ist in der Tab. 2 zusammengestellt.

In der Tab. 3 wurde die Summe der Quarz/Glimmerpaare aus der Tab. 2, die tatsächlich einen Winkel wie a bis e miteinander bilden, gegenübergestellt der Anzahl *sämtlicher* eingemessener Paare, die einem dieser Winkelverhältnisse a bis e entsprechen.

Aus den Gegenüberstellungen in den Tab. 2 und 3 kann entnommen werden, daß die bevorzugt auftretenden Winkelbeziehungen zwischen Ri-Glimmern und ihren Quarzwirten im vorliegenden Falle *nicht* eine Folge gleicher Winkelbeziehungen zwischen Häufungen der Quarzwirte und Häufungen der Ri-Glimmer auf der Lagenkugel sind.

Tafel VII. d 37. Biotit-Granit-Gneis, E Dorf. Lagebeziehungen zwischen Ri-Biotiten und ihren Quarzwirten. d 38. Migmatit, Putzenkarschneide. 200 Lote auf (001) Biotit aus Biotit-Lagen. d 39. Migmatit, Putzenkarschneide. 200 Lote auf (001) Biotit von Biotiten aus Quarz/Feldspat-Lagen. d 40. Basischer Gang, Seeblaskogel — Bachfalle (= Nr. 1). 400 Lote auf (001) Biotit. d 41. Basischer Gang, Putzenkarle (= Nr. 3). 225 Lote auf (001) Biotit.



Tafel VII. d 37 bis d 41.

Tabelle 2

Häufung in d 35 Nr.	Häufung in d 36 Nr.	Winkel zwischen beiden Häufungen ($r = 5^0$)	Entspricht Winkelverhältnis in Tab. 1	Anzahl der Mineralpaare Quarz/Biotit, die in einem dieser Häufungspaare tatsächlich einen $\wedge$ wie a bis e bilden
I	1	20^0	e	0
	2	40^0	d	0
	3	75^0	b	1
	4	60^0	—	—
	5	65^0	c	2
	6	40^0	d	1
II	1	60^0	—	—
	2	35^0	—	—
	3	30^0	—	—
	4	55^0	—	—
	5	80^0	b	2
	6	67^0	c	0
III	1	40^0	d	0
	2	10^0	—	—
	3	32^0	—	—
	4	73^0	b	0
	5	74^0	b	0
	6	90^0	a	0
IV	1	88^0	a	1
	2	58^0	—	—
	3	40^0	d	0
	4	36^0	—	—
	5	88^0	a	1
	6	42^0	d	1
V	1	56^0	—	—
	2	78^0	b	0
	3	70^0	c	2
	4	26^0	—	—
	5	62^0	c	0
	6	10^0	—	—

Tabelle 3

Winkelverhältnis Ri-Biotit zu c Quarz	Insgesamt beteiligte Quarz/Biotit-Paare	Aus den Häufungen nach Tab. 2 daran beteiligte Quarz/Biotit-Paare
a	12	2
b	13	3
c	13	4
d	13	2
(e)	5	0

Die Internregel der Biotite setzt sich wie folgt zusammen:

1. Die Biotite zeigen eine Regel, wie sie auch von außerhalb Quarz liegenden Glimmern bekannt ist.

2. Die Biotite bevorzugen bestimmte, vom Feinbau ihrer Quarzwirte abhängige Lagen.

Zur Feststellung der von den Glimmern bevorzugten Feinbaulagen im Quarz wurden zunächst über die stereographische Projektion von Quarz die wichtigsten Kristallflächen ermittelt (benutzte Unterlage: *Niggli*, Spezielle Mineralogie, 1926). In d 37 sind die erhaltenen Winkelbeziehungen aus Abb. 17 einem Repräsentations-Quarz derart gegenübergestellt, daß eine Glimmerlamelle ⊥ Zeichenebene um 90° im Uhrzeigersinn von Vertikal- bis Horizontal-Lage rotiert zu denken ist, wobei im oberen Quadranten ihr Winkel mit der c-Achse von Quarz, im unteren der ihres Lotes mit c Quarz ablesbar ist. Im oberen Quadrant sind die wichtigsten Kristallflächen von Quarz eingetragen. Es zeigt sich, daß die Winkelmaxima a bis d *sämtlich mit bekannten Quarzkristallflächen zusammenfallen.* Die geringe Häufung e ist eine relative, sie fällt in den Bereich der Lamellen der *Böhm*schen Streifung. Es ergeben sich folgende Übereinstimmungen:

Tabelle 4

Vorgefundene Winkelhäufungen	Entsprechende Kristallflächen, Quarz	Deren tatsächlicher Winkel zur c-Achse
a 90° bzw. 0°	⟨10$\bar{1}$0⟩ Prisma	0°
b 78° bzw. 12°	⟨31$\bar{4}$1⟩ Trapezoeder	12°
c 66° bzw. 24°	⟨11$\bar{2}$1⟩ Trigonale Bipyramide	24°
d 45° bzw. 45°	⟨11$\bar{2}$2⟩ Zw.-Ebene Japanergesetz	43°
(e) 18° bzw. 72°	Bereich der Quarzlamellen	

Das Maximum entfällt in d 37 auf die Trigonale Bipyramide. Bemerkenswert ist, daß die am Quarz häufig auftretenden Rhomboederflächen ⟨10$\bar{1}$1⟩ und ⟨01$\bar{1}$1⟩ im Diagramm mit einer Unterbesetzung zusammenfallen. Folgendes erscheint in d 37 auffällig: Der am Quarz flächenarme Bereich 0° (Basis) bis 40° erscheint auch hier gegenüber einer statistisch homogenen Verteilung aller Ri-Biotite unterbesetzt, ausgenommen ein kleiner Bereich, in dem aber ausgerechnet die Lamellenmaxima liegen. Nach Lit. 11, S. 139 beginnen die Lamellen ab 6° bzw. 84°, auch in d 37 erscheint unter diesem Winkelbetrag kein Glimmer (Besetzung = 0).

Für die anschließende Schlußfolgerung scheidet die Häufung a 90^0 bzw. 0^0 aus, da die c-Achse von Quarz ja in seiner Prismenfläche liegt und damit nicht unterscheidbar ist, ob der Ri-Glimmer nach der Achse oder nach der Prismenfläche geht. Außerdem ist diese Häufung ja statistisch bedingt.

Aus der Zusammenschau der ermittelten Regeln mit den weiteren Untersuchungen ergibt sich die Schlußfolgerung, daß der Quarz nicht nur mit seiner c-Achse in den Großkreis $\perp$ b eingeregelt ist, sondern daß auch die Lote auf seine *Kristallflächen* $\langle 31\bar{4}1\rangle$ *(Trapezoeder),* $\langle 11\bar{2}1\rangle$ *(Trigonale Bipyramide),* $\langle 1122\rangle$ *(Zwillingsebene Japanergesetz)* und die Lamellenlote im untersuchten Beispiel bevorzugt in gleicher Regelstellung aufscheinen. Für die Lamellen ist das und darüber hinaus ihre Betätigung als Translationsflächen längst erwiesen und daher unwesentlich.

Für Quarzgefüge-Untersuchungen scheitert die Ermittlung, ob und welche Quarzflächen am Zustandekommen einer Regel beteiligt sind, meistens am Fehlen von Spaltflächen. Unabhängig davon, ob die Ri-Glimmer in bezug auf Quarz postkristalliner, intragranularer Entstehung sind, oder ob Quarz *nach* den jetzigen Ri-Glimmern diese umschließend kristallisiert oder rekristallisiert ist: Wenn der Nachweis erbracht werden kann, daß bestimmte Winkelbeziehungen zwischen Ri-Glimmern und ihren Quarzwirten gehäuft auftreten, daß diese Häufungen nicht durch gleiche Winkeldistanzen von Häufungen der Ri-Glimmer mit den Häufungen der Quarzwirte statistisch bedingt sind, dann ist es wahrscheinlich, daß sie durch das Quarzgitter bedingt sind, überhaupt, wenn sie mit charakteristischen Quarzflächen zusammenfallen, wie in diesem Beispiel.

Die durchgeführte Untersuchung soll ein Hinweis auf die Möglichkeit sein, bei Weiterbeschreitung des hier eingeschlagenen Weges neue Beiträge zum Translationsmechanismus von Quarz zu gewinnen. Aus Zeitmangel konnte sie vorerst nicht in dieser Richtung weitergeführt und auch nicht mit höherem statistischem Einsatz ausgestattet werden.

Ganz allgemein soll sie auch ein Hinweis auf die Möglichkeiten sein, die detaillierte Korngefügeuntersuchungen bieten, wenn sie auch sehr mühevoll sind.

Glimmer

Migmatit-Rhythmite

Es wurde wiederholt darauf hingewiesen, daß Hüllgesteine auch ohne feinrhythmischen Bau bei Migmatisation einen solchen annehmen. Nachstehend wird das Verhalten von Glimmer in einem

Handstück mit Feinrhythmik aus dem Migmatit-Randbereich des Nordendes der Putzenkarschneide (Bereich D 48) untersucht.

Am Handstück und im Dünnschliff ist eine Ausbildung von Biotitlagen in 1- bis 3-mm-Rhythmik zu beobachten. Es sind feinkörnige Biotite mit durchschnittlich 0·1 bis 0·3 mm langen, randlich zerfransten Lamellen. Zwischen diesen Lagen gibt es auch in den quarzreicheren Horizonten sehr feinkörnige Biotite mit durchschnittlicher Lamellenlänge 0·03 bis 0·1 mm. Die Biotite aus beiden Teilbereichen sind para- bis leicht postkristallin deformiert (vereinzelt plastische und auch rupturelle Deformation beobachtbar).

Der Dünnschliff liegt fast ⊥ b N 86 E/44 E und ⊥ s N 86 E/90°.

Glimmer wurden gesondert eingemessen, und zwar in d 38 die feinkörnigen Biotite aus den Glimmerlagen und in d 39 die kleineren aus den quarzreichen Zwischenlagen.

Die Glimmer-Regel von d 38 entspricht der eines s-Tektonits (gilt nur für den Dünnschliffbereich, über den hinaus das Gestein migmatisch gefaltet ist!). Das Maximum in c bestreicht 40° auf ac, c entspricht dem Lot auf das Handstück-s und liegt in d 38 nicht im Mittelpunkt des Maximums, was auf geringfügige Fältelung im Dünnschliffbereich zurückzuführen ist; a ist unterbesetzt.

In d 39 besetzen die Glimmer einen b-Gürtel. Es ist zu beachten, daß unter den verschiedenen Häufungen auch eine solche der Lage wie die Koordinate a in d 38 auftritt. Die Glimmer-Regel dieses Dünnschliff-Bereiches entspricht der eines R-Tektonits mit intern rotierten Scherflächen.

Die Glimmer beider Bereiche, d 38 und d 39, sind homotaktisch geregelt. Die Anreicherung von Glimmern in s-parallelen Lagen mit schärferer Einregelung ihrer Lamellen in die Gleitebene ab = s deutet auf tektonische Entmischung (*Sander*, Lit. 11, S. 302 ff.) innerhalb des Gesteinskörpers während der Migmatisation und Deformation.

Biotit-Regeln in basischen Ganggesteinen

Ein Dünnschliff aus dem großen Gang Seeblaskogel—Bachfalle (vgl. S. 38, Nr. 1) zeigt sehr feinkörnigen, nach (001) meist glattrandig begrenzten Biotit (mittlere Korngröße parallel (001) etwa 0·1 mm), homogen verteilt und oft in Scheitern angeordnet. Eine postkristalline Deformation ist an den Glimmern nicht zu beobachten.

Die Biotite verteilen sich in d 40 auf einen b-Gürtel und zeigen eine zerlappte Teilbesetzung von bc. Als s wurde die am Anschliff am deutlichsten, aber nur schwach erkennbare Schieferung ge-

wählt; sie ist zugleich die stoffliche Grenzfläche des Ganges zum Migmatit. c und a fallen auf relativ unterbesetzte Gürtelbereiche.

Das Diagramm Abb. 18 enthält sämtliche Klüfte des Ganggesteins im Aufschlußbereich des für den Dünnschliff entnommenen Handstückes und die sich aus d 40 ergebenden Gefügedaten. Der über eine weite Strecke (vgl. Karte, Beilage 1) „planparallel" verlaufende Gang zeigt die Glimmer-Regel eines R-Tektonits und Deformation nach steilem b = E 46 S/60 SW im Dünnschliffbereich. Die meisten Gangklüfte sind h0l-Klüfte zu diesem b.

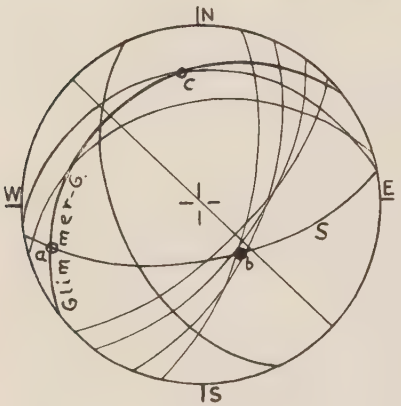


Abb. 18. Koordinaten des basischen Ganges Nr. 1.

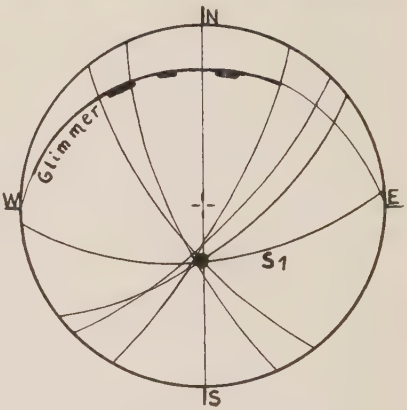


Abb. 19. Koordinaten des basischen Ganges Nr. 3.

Etwas kleiner (durchschnittlich 0·08 mm) bei sonst gleicher Ausbildung und Anordnung, selten chloritisiert, sind die Biotite in dem mehr verschieferten basischen Gang vom Putzenkarle (S. 38 Nr. 3). Sie besetzen in d 41 einen Halbgürtel ⊥ b mit einer dreigeteilten, symmetrischen Maximalbesetzung: in c und 20° beiderseits c auf ac. Dem mittleren s_1 entspricht etwa der Gangverlauf.

Am Aufschluß waren in diesem Gang keine anderen Klüfte zu beobachten, als die im Diagramm der Abb. 19 verzeichneten, sämtlich h0l-Klüfte zu steilem b = N—S/65 S. Die säulenartigen Kluftkörper treten am Aufschluß sehr auffällig in Erscheinung.

Ergebnisse

In den Sammeldiagrammen aus D 1 bis D 67 sind in der (Abb. 20) die B-Häufungen der Hülle (Diagramm I) gegenübergestellt den B-Häufungen aus Migmatit und Granit (Diagramm II). Letztere sind derart dargestellt, daß die von ihnen überhaupt besetzten Felder der Lagekugel schraffiert sind, da eine zu Diagramm I äquivalente Auszählung infolge teilweisen Ermittelns der

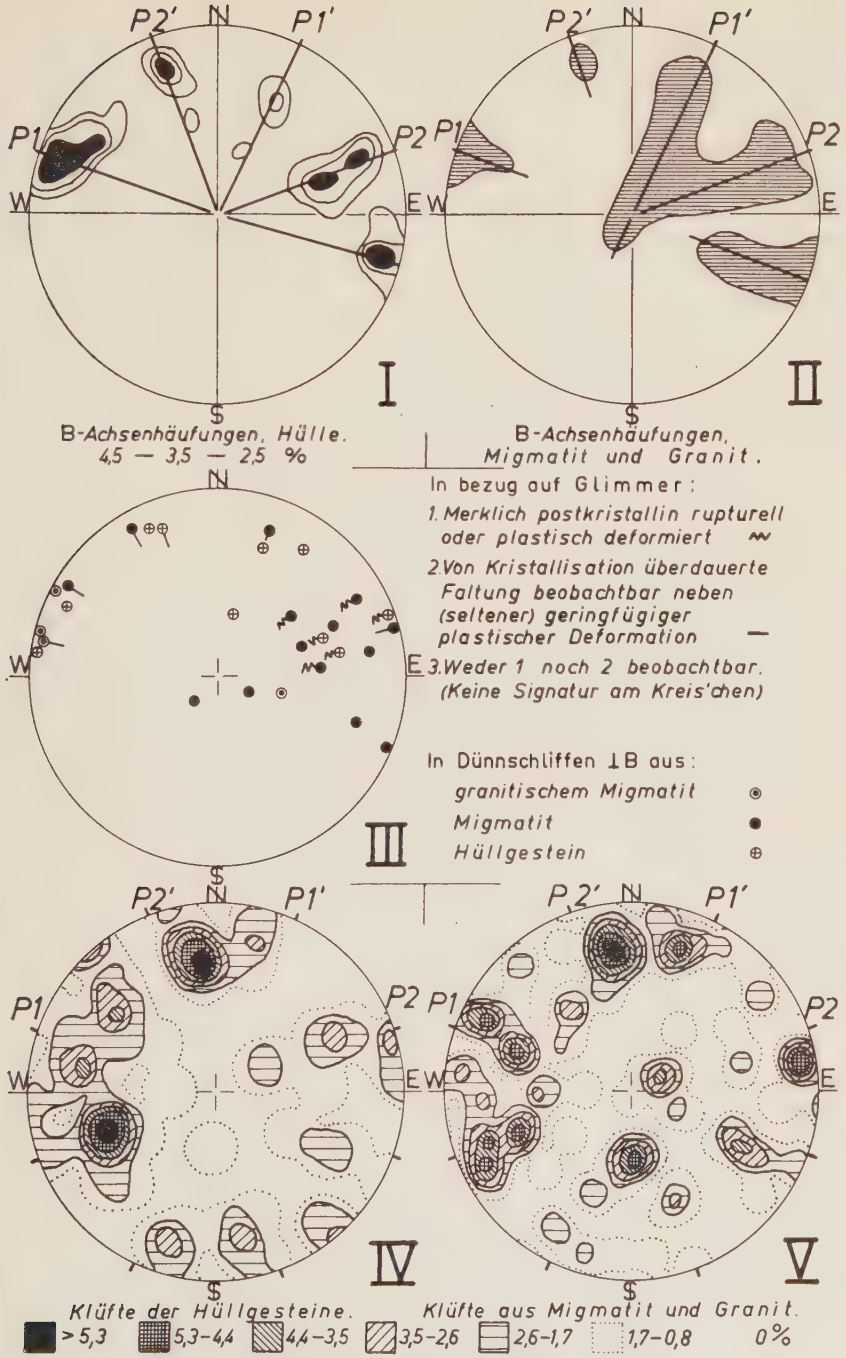


Abb. 20. Sammeldiagramme.

Migmatit-B nur über π-Kreise (z. B. D 33, 39) nicht möglich ist. Der Vergleich beider Diagramme läßt erkennen:

Symmetriekonstante *homotaktische Deformation von Hüllgestein und Migmatit.* Die B-Achsen im Migmatit als Faltenachsen oder im Granit als Lote auf die ac-Flächen der Glimmergürtel sind im untersuchten Beispiel *Amplatzgefüge* im Sinne der durch *Sander* gegebenen Definition (Lit. 10, S. 186), die Migmatisation erfolgte *syntektonisch.*

Migmatit und Hüllgestein unterscheiden sich in bezug auf die B-achsiale Formung durch

1. lediglich höhere Teilbeweglichkeit im Migmatit gegenüber der Hülle und

2. stärkere Betonung steilachsiger B als Ausdruck einer im Hochteilbeweglichen mehr zu Worte kommenden Einengungs-Deformation.

Die Gefügekoordinate a als Transport- oder Strömungsrichtung tritt im untersuchten Bereich nicht hervor.

Zur Hochteilbeweglichkeit ist zu bemerken, daß die Regel der Stauchfaltengröße im Migmatit sowohl anzutreffen ist als auch nicht. Der Migmatit trägt also auch Merkmale gerichteter Druckleitung. Vielleicht ergäbe eine diesen Punkt beachtende Kartierung eine räumlich unterscheidbare Anordnung beider oder eine vorwiegende Beteiligung der einen oder anderen an bestimmten Deformationsplänen. Im einzelnen ergeben sich Teildeformationen nach folgenden Achsenplänen:

Plan 1, N 70 W/15 W bis N 75 W/15 E in der Hülle
N 70 W/15 W bis N 70 W/55 E im Migmatit
1′, N 25 E/15—70 N (Häufungen 35° N und 60° N) Hülle
N 25 E/10 N—70 S Migmatit
Plan 2, N 70 E/10—50 E Hülle
N 70 E/10 E — steil Migmatit
2′, N 20 W/5—70 N (Häufungen 20° N und 50° N) Hülle
N 20 W/20 N Migmatit.

In erster Annäherung ergeben sich die in den Alpen so charakteristischen Winkelbeziehungen sich überkreuzender B-Achsenrichtungen, P 1 ∧ P 2 und P 1′ ∧ P 2′ = 40 bis 45°. Auffällig ist das völlige Zurücktreten der sonst häufig begegneten B-Richtung E—W winkelhalbierend zwischen P 1 und P 2.

Streng genommen gelten die obigen Winkelbeziehungen nur zwischen den *Streichrichtungen* der B in den einzelnen Plänen. So entspricht das Verhältnis P 2 zu P 2′ nicht immer B ⊥ B′, wohl aber Achsenstreichen B ⊥ Achsenstreichen B′ (vgl. z. B. D 10). Dieses Verhältnis kommt auch im Quarzkorngefüge zum Aus-

druck, wie z. B. im Biotit-Plagioklas-Schiefer-Bereich D 23, Korndiagramm d 9 und Abb. 13, S. 43 (Pol. G 2!). Im Migmatit kann über diese Winkelbeziehung zwischen P 2 und P 2′ nichts gesagt werden, da hier nur P 2 in Steilstellung übergeht und P 2′ nur einmal und fast horizontal angetroffen wurde, wodurch das Verhältnis P 2′ ⊥ P 2 nicht verloren geht. Dafür, daß P 1 ⊥ P 1′ in der *Hülle* nicht erhalten bleibt, ergeben sich keine Anhaltspunkte. Im Migmatit wäre eine Verringerung des Winkels P 1 — P 1′ möglich, z. B. pendeln die B in D 51 von Flachlage bis Steilstellung in P 1′, im Nachbarbereich D 54 gehen sie in P 1 ebenfalls von horizontal bis mittelsteil, doch kann darüber im einzelnen keine bestimmte Aussage gemacht werden. Insgesamt gesehen ergibt sich im Sammeldiagramm II eine Verringerung P 1 ∧ P 1′ bis auf 35° durch Annäherung von mittelsteil einfallenden B in P 1 an das von B nach P 1′ besetzte Zentrum.

Auffällig im Sammeldiagramm I (Hülle) ist, daß innerhalb sämtlicher Achsenpläne um 20 bis 25° im Fallen divergierende Häufungen auftreten. Dieser sprunghaften Achsendivergenz im Einfallen bei gleichbleibendem Streichen der B Hülle steht im Migmatit die Neigung zu kontinuierlicher Achsendivergenz im Einfallen bei ebenfalls gleichbleibendem Streichen gegenüber (vgl. z. B. D 38, 45, 54, 51). Im Einzelfall wurde für die Hüllgesteine auf S. 12 zu Bereich D 10 aus Plan 2 ein Beispiel bekanntgemacht, wo B N 70 E/horizontal als vorwiegend Scherungs-B gleiches Achsenstreichen aufweist wie die etwa 55° gegen E einfallenden vorwiegend faltenden B, beide in bezug auf Glimmer und Quarz postkristallin. Eine Erklärungsmöglichkeit für diesen Fall wäre die, daß eine für den Großraum in generell steilstehender Deformations-Ebene N 20 W erfolgte jüngere Beanspruchung allgemein auf schon verstellte s-Flächen B-Achsen prägte (wodurch einfallende B-Achsen erzeugt wurden), lokal aber, vielleicht infolge dort höherer Deformationsgeschwindigkeit, horizontale B-Achsen vorwiegend als Scherungs-B.

Es ist zu beachten, daß nach *sämtlichen* Plänen hochteilbewegliche, stoffkonkordante Deformationen im Migmatit erfolgt sind. Mithin sind sie in bezug auf den Gesamtraum und den geologischen Zeitabschnitt „Migmatisation" *einzeitig*.

In diesem Zusammenhang ist auf eine abschließende Feststellung *Karls* in Lit. 4, S. 151 hinzuweisen, wo wegen der Persistenz der Winkelkonstanz sich mit etwa 20° bzw. 40° überkreuzender B-Achsen die Frage angeschnitten wird, ob solche charakteristischen B-Überkreuzungen nicht vielleicht *einem* einheitlichen Bewegungsablauf zuordenbar sind. Der zeitlichen „Einheitlichkeit"

des Deformationsablaufes ist man im hier untersuchten Beispiel insofern näher gekommen, als sie stofflich durch Migmatisation gekennzeichnet ist, womit natürlich nichts über deren absolute zeitliche Dauer ausgesagt ist.

Zur detaillierteren zeitlichen und räumlich-zeitlichen Abfolge der Pläne kann noch folgendes bemerkt werden.

Die untersuchten Dünnschliffe lassen im Diagramm III der Abb. 20 erkennen, daß die Deformation nach Plan 2 im Gesamtraum die Kristallisation von Glimmer (vorwiegend Biotit) manchmal merklich überdauert hat, sogar im nach gleichen B höher teilbeweglich deformierten Migmatit. Im Hüllgestein der Ötztalseite neigen P 2 und auch P 2′ zur Ausbildung von Scherungs-B, wie schon wiederholt bemerkt wurde. P 2′ wurde im Migmatit nur einmalig (Bereich D 12) gefunden und erweist sich dort als prä- bis parakristallin bezüglich Glimmer. Weder für P 1 noch für P 1′ ergibt sich aus den in Diagramm III untersuchten Fällen Überdauern der Kristallisation von Glimmer durch die Deformation. *Die Beanspruchung nach P 2 hat also allgemein die nach P 1 überdauert oder erfolgte bereichsweise mit höherer Deformationsgeschwindigkeit* (höher als die Rekristallisationsgeschwindigkeit von Glimmer) *als die Deformation nach P 1.* Es ist darauf hinzuweisen, daß *Sander* schon in Lit. 12, S. 192 ff. von einer jüngeren NW—SE-Beanspruchung in den Ötztalern gesprochen hat.

Eine besondere Stellung nimmt P 1′ im Migmatit ein; seine Deformation erzeugt *postmigmatische Scherungen* bis zur Ausbildung von phyllitischen Horizonten in Migmatit und Granit, wie sie z. B. am Gänsekragen (D 46) und am Kochler (D 29) nach horizontalen B vorgefunden wurden. In Verbindung mit den entsprechenden Kluftdiagrammen ergibt sie zweischarig mehrscharige Scherung mit Überbetonung der gegen ESE fallenden Klüfte (vgl. dazu die Bemerkungen zu den Kluftpol-Sammeldiagrammen IV und V der Abb. 20). P 1′ erzeugt aber auch, besonders am Ostrand des Untersuchungsbereiches (D 51, 55, 56) hochteilbewegliche Deformation im Migmatit. Für diese Aufnahmsergebnisse ergeben sich zwei Deutungsmöglichkeiten:

a) Die Scherung nach P 1′ ist im Gesamtbereich jünger als die Migmatisation, durch vorgegebene Anisotropie (P 1′ ⊥ P 1) nochmals betätigtes P 1′, nachdem die Migmatisation der Teilbereiche z. B. D 51, 55, 56 abgeschlossen war.

b) Die Scherungen nach P 1′ sind einzig und allein in den Teilbereichen, in denen sie auftreten (wie D 29/28, 37/38, 41/40, 44/43, 46/45, 49/48 bei Beachtung auch der entsprechenden Klufthäufungen) jünger als der höherteilbewegliche Zustand eben dieser

Teilbereiche, jedoch *einzeitig* zu den gleichorientierten hochteilbeweglich gefalteten anderen Teilbereichen wie D 51 oder D 56.

Für a) sprechen nur die Verhältnisse der entsprechenden Teilbereiche an sich.

Für b) spricht, daß in Teilbereichen mit stoffdiskordanter Scherung nach P 1′ *keine faltende Deformation* nach P 1′ gefunden wurde (vgl. oben D 29/28 usw.), dagegen in Teilbereichen mit intensiver Migmatitfaltung nach P 1′ *keine Scherklüfte* nach P 1′ (D 51/52 und 53, D 56/57).

Damit erscheint b) wahrscheinlicher, mit anderen Worten: auch *räumlich-zeitliches Nacheinander der Migmatisation.*

Es kommt in diesem Falle auch besonders deutlich zum Ausdruck, wie Deformationen unter verschiedenen Bedingungen auch mit verschiedenartigen Teilbewegungen im Gestein ablaufen, hier auch bei gleichorientierter Deformationsebene (Lit. 7, S. 239).

Ein Charakteristikum der räumlichen Verteilung der einzelnen Pläne ist ihr Nebeneinander in kleinen Bereichen, das man, insgesamt gesehen, als ein Sich-Durchdringen bezeichnen könnte. Ganz besonders zeigen das für die Hülle deutlich die Aufschluß-Diagramme der Ötztalseite Dorf—Längenfeld. Die Homogenbereiche in bezug auf s-Flächen verstellende B eines Planes sinken manchmal zu unkartierbarer Größe herab. Auch im Migmatit wechseln die Homogenbereiche derart, daß es z. B. unzulässig erscheint, die beiden benachbarten Bereiche D 45 (Gänsekragen) und D 54 (Weites Kar) in einem Homogenbereich zu vereinen, obwohl beide nach gleichem Plan (P 1, Migmatit-Faltenachsen) geprägt sind. Nahezu zwischen beiden Bereichen gelegenes D 47 zeigt Migmatitfalten nach P 2! Größere Homogenitätsbereiche in bezug auf konstante B-Achsen und auch s-Flächenlagen ergeben die Hochregionen etwa ab 3000 m (D 62, 65, 67 z. B.) der Hüllgesteine. Hier treten auch weniger s-Flächenverstellungen nach B auf und es ist damit eine wesentlich bessere Übersicht über die Lagerungsverhältnisse gegeben. Als tektonisches Großbauelement scheint mir der Bau nach B und s aus P 1 mit fast horizontal liegenden B und mehr oder weniger steil gegen N fallenden s wahrscheinlich. Der Untersuchungsbereich dürfte im Nordschenkel einer großen Aufsattelung liegen, was gut mit den Ergebnissen *Hammers* übereinstimmt (Lit. 2, S. 51), der für die Linie Östen (Ötztal)—Praxmar die Achse einer großen Schichtenmulde annimmt. Die anderen Pläne haben eine kleine Größenordnung (Ausgestaltung der Teilbereiche) bei großer Raumkonstanz. Die Größenordnungen sind jeweils, soweit erkennbar, in den Aufschluß-Beschreibungen angeführt.

Eine Ableitung der *steilsten Achsen* ergibt sich im Untersuchungsbereich wie folgt:

P 1′ ist aus der Horizontallage bis zur Steilstellung verfolgbar (vgl. D 56 mit D 51 und Diagramm II, Abb. 20), P 1 nicht, sondern nur bis mittelsteil gegen ESE. Anderseits geht P 2 von Horizontallage bis in Steilstellung über (vgl. D 38, 39, 43 und Diagramm II), während P 2′ im Migmatit überhaupt zurückzutreten scheint. Ferner erfolgen die Steilstellungen im Migmatit allein im Sektor NNE bis ESE, in der Hülle — was gut im Einklang mit dem oben angenommenen Großbau steht — in der Nordhälfte der Lagenkugel (vgl. Diagramm I).

Aus den Korngefügeuntersuchungen ergibt sich stets homotaktische Glimmer-Regel zu den einzelnen Plänen. B- und R-Tektonite sind vorherrschend, s-Tektonite treten zurück. Quarz erscheint meist heterotaktisch geregelt, ausgenommen in P 2′ (Bereich D 12).

Die Diagramme IV und V (Abb. 20) zeigen die Klüftung in Hülle und Migmatit derart dargestellt, daß für jede Kluft*häufung* aus den entsprechenden Teildiagrammen der Kartenbeilage 1 ein Pol eingesetzt und diese Pole dann ausgezählt wurden. Da in der Hülle weniger Klüfte als im Migmatit eingemessen worden sind, sind die Diagramme nur mit Vorbehalt vergleichbar. Gleichwohl ergibt sich in den wesentlichen Zügen Übereinstimmung.

In Hülle und Migmatit bilden die Pole zu Klüften N 80 E/65 S je ein Maximum. Diesen beiden Polmaxima in N 10 W/25—35 N sind auch die jungen, basischen Gänge zuzuordnen (vgl. Abb. 10, S. 38). In der Hülle (IV) schließen sich ihnen gleichstreichende, aber 65° N fallende Klüfte an. Harnischriefungen solcher und anderer Klüfte (vgl. Abb. 3, S. 12) mit gemeinsamer Schnittgerade N 80 E/0—10 E zeigen Relativbewegungen ⊥ zu diesen Schnittgeraden (-Zonenachsen) an, deren Abweichen um 10° im Uhrzeigersinn von der Streichrichtung P 2 zu beachten ist. Letzteres gilt auch für eine in beiden Diagrammen nahe E periphere Polhäufung, deren seigere Klüfte im Streichen entsprechend von der Streichrichtung P 2′ abweichen. Die Klüfte des zweiten Maximums in der Hülle (IV) streichen = P 2′ und fallen 50° gegen ENE. Auch im Migmatit (V) sind diese Klüfte, etwas steiler einfallend, durch dicht besetzte Häufungen vertreten. Wie aus beiden Sammeldiagrammen zu entnehmen ist, entfallen auf P 2 noch weitere Polhäufungen von WSW-fallenden Klüften mit P 2′/horizontal als gemeinsamer Zonenachse (= Streichen dieser Klüfte). Nur auf einer dieser Klüfte aus dem Polmaximum W 20 S/40 W (IV) konnte ein Harnisch mit ablesbarer Relativbewegung gefunden werden: Hangendes gegen ENE unten, Liegendes gegen WSW oben.

Auch die Pläne P 1 und P 1′ sind mit persistenten Kluftpolhäufungen überlagert. Vorwiegend steile h0l-Klüfte zu P 1/horizontal fallen in der Hülle 70° S und 70° N, im Migmatit 70° S sowie 75° und 45° N ein. Am deutlichsten scheinen solche Klüfte in D 57 (Westfalenhaus) auf, einem nach P 1′ deformierten Migmatitbereich (D 58). An diesen Klüften wurden in keinem Falle Harnische oder Versetzungen wahrgenommen.

Deutlicher als in der Hülle treten die schon vorher erwähnten Scherklüfte mit Zonenachse P 1′/horizontal im Migmatit hervor. Stellt man die Spur von P 1 in Diagramm V auf den Äquator, so besetzen die Pole dieser Klüfte auf einem Großkreis N 65 W/80 S einen Kreisabschnitt von 95° mit Überbesetzungen von Klüften die 55° WNW sowie 55 und 75° ESE einfallen. Da nur in zwei Fällen Relativbewegungen und Sinn abgelesen werden konnten, beide auf 55° WNW fallenden Klüften mit gleichem Sinn Hangendes (Westliches) gegen ESE oben, kann diese zweischarig mehrscharige Scherung nicht genauer analysiert werden. Jedenfalls steht die den spitzen Winkel der Scherflächen Halbierende fast vertikal, die des stumpfen Winkels liegt annähernd horizontal, womit ein Hinweis auf — horizontale Pressungsgerade, also Entstehung der Scherflächen durch tangentiale Beanspruchung in der Deformationsebene WNW—ESE wahrscheinlich ist. Beziehungen zur Migmatisation wurden bereits oben aufgezeigt.

Es ist zu beachten, daß die hier behandelten Klüfte Großklüfte aus den einzelnen Aufschlußbereichen sind. Mit Ausnahme der zuletzt besprochenen sind sie schwer genetisch zu kennzeichnen, da sie sich durch Armut an Bewegungsspuren auszeichnen. Sie scheinen in der Mehrzahl mehr sekundärer, anisotropiebedingter Entstehung zu sein. In Feldbeobachtungen habe ich die Erfahrung gemacht, daß die Kleinklüftung z. B. im Handstückbereich sehr oft zu den im Einfallen sehr wechselnden B symmetriekonstant (besonders h0l-, ac-Klüfte treten überhaupt sehr zurück) erscheint.

Aus dem, was alles zum Gefügerelief gesagt werden könnte, mögen abschließend nur die zwei mir am wichtigsten erscheinenden Begegnungen Erwähnung finden.

Die aus der Beschreibung *Hammers* (Lit. 2, S. 53 ff. und Lit. 3, S. 112 ff.) bekanntgemachte „Längenthaler Querstörung" streicht etwa N 20 E und deckt sich mit P 1′. Das Vorherrschen B-achsialer Formung — vor allem im Migmatit — in unmittelbarer Nachbarschaft der „Querstörung" ist auffällig (D 51, 55, 56, 58). Zu beachten sind in diesem Zusammenhang auch die Scherungen nach P 1′.

Das *Ötztal* hat eine generelle Streichrichtung von N 20 W auf einer etwa 30 km langen Strecke von Zwieselstein bis Ötz. Die Übereinstimmung mit P 2′ ist nicht zu übersehen. Deutlich bildet sich die Ötztalrichtung in dem WSW liegenden Kluftpolmaximum der Hülle (IV) ab, gleich auffällig aber auch in B-achsialer Formung, im Migmatit E Dorf (D 12). Daß sie sich in den Dünnschliff-Bereich fortsetzt und im Korngefüge (d 10—13, 14—15, 36—37) ablesbar wird, ist nur folgerichtig.

Zusammenfassung

Eine petrotektonische Untersuchung des Migmatits und Granits vom Winnebach und seiner Rahmengesteine ergibt, daß die flächigen und linearen Parallelgefüge im Granitisationsbereich Amplatzgefüge sind, die sich von denen des Rahmens lediglich durch weitere Ausgestaltung unterscheiden (z. B. statt flachwelliger Faltung in den Rahmengesteinen polytrope Migmatitfalten nach gleichorientierten B-Achsen), wobei die im Migmatit erfolgte Umkristallisation von Quarz, Feldspat und Glimmer insofern Abbildungskristallisation ist, als schon im Rahmengestein vorhandenes s erhalten bleibt. Vier verschiedene Deformationspläne werden unterschieden, die im gesamten Untersuchungsbereich immer wieder zu begegnen sind, während die einzelnen Homogenbereiche in bezug auf jeweils einen Plan sehr klein sind. Der bei Betrachtung der einzelnen Kleinbereiche nicht einen einheitlichen abc-Plan abbildenden, aber sehr symmetriekonstanten Formung von Hülle und Granit, steht die anhaltende Gefügebildung nach sämtlichen Einzelplänen in der Zeitspanne der Migmatisation gegenüber. Für einen Plan (P 1′) wird eine zeitlich-räumliche Gliederung der Migmatisation wahrscheinlich gemacht. In Einzeluntersuchungen wird z. B. auf die Ermittlung von mit Glimmer besetzten Flächen in Quarz (S. 53 ff.) und auf bestimmtes, für tektonische Entmischung sprechendes Verhalten von Glimmer (S. 58 ff.) eingegangen.

Literatur

1. *Hammer, W.*, Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. Tscherm. Min.-petr. Mitt., Bd. 38 (1925). — 2. *Hammer, W.*, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1929. — 3. *Hammer, W.*, Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 79 (1929), H. 1 und 2. — 4. *Karl, F.*, Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1954, H. 1. — 5. *Mignon, K.*, Zur Petrographie und Tektonik der Biotitschiefer im oberen Längental. Inaugural-Dissertation, März, 1948, Universität Innsbruck. — 6. *Ohnesorge, Th.*, Die vorderen Kühtaier Berge. Verh. Geol. Reichsanstalt, 1905, S. 180 ff. — 7. *Sander, B.*, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des

Grundgebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 1914, Nr. 9. — 8. *Sander, B.*, Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 1914, Nr. 3. — 9. *Sander, B.*, Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1942. — 10. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde Geologischer Körper, I. Teil. Springer-Verlag, Wien, 1948. — 11. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde Geologischer Körper, II. Teil. Springer-Verlag, Wien, 1950. — 12. *Sander, B.*, Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanstalt, Bd. 71 (1921), H. 3 und 4. — 13. *Sander, B.*, und *E. Felkel*, Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten. Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Jahrg. 1929, 13. Abhandlung. — 14. *Sander, B., D. Kastler* und *J. Ladurner*, Zur Korrektur des Schnitteffekts in Gefügediagrammen heterometrischer Körner. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1954, im Druck. — 15. *Schmidegg, O.*, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. Geol. Bundesanstalt, 1933, Nr. 5/6. — 16. *Schmidegg, O.*, Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 86 (1936), H. 1 und 2.

Besetzungsdichten zu D 1 bis 67 der Kartenbeilage 1

Ausgezählte (meist Kluftpol-) Diagramme:

D 6, 115 Kluftpole, > 4% — 3,5 — 2,5 — 0,8 — 0.
D 10, 42 B-Achsen (max. 21%), > 14% — 7 — 2,4 — 0.
D 13, 50 Kluftpole (max. 20%), > 10% — 5 — 2 — 0.
D 18, 35 Kluftpole, 8,6% — 5,7 — 2,8 — 0.
D 21, 54 Kluftpole, > 9% — 5,5 — 1,8 — 0.
D 24, 50 Kluftpole, 6% — 2 — 0.
D 27, 29 Kluftpole, 13% — 10 — 3 — 0.
D 28, 40 s-Pole, 10% — 7,5 — 5 — 2,5 — 0.
D 29, 98 Kluftpole, Häufungen 5% und 4—3%.
D 30, 23 Kluftpole, 13% — 8,5 — 4,3 — 0.
D 32, 31 Kluftpole, 13% — 9,5 — 3,2 — 0.
D 33, 22 s-Pole, 14% — 9 — 4,5 — 0.
D 37, 36 Kluftpole, 11% — 8,3 — 5,5 — 2,8 — 0.
D 39, 27 s-Pole, 11% — 7 — 3,7 — 0.
D 41, 173 Kluftpole, Häufungen > 3,4% — 2,8 — 2,2.
D 43, 32 s-Pole, 12% — 9 — 6 — 3 — 0.
D 44, 26 Kluftpole (max. 27%), > 20% — 11,5 — 7,7 — 3,8 — 0.
D 45, 35 s-Pole, 8,5% — 5,5 — 2,8 — 0.
D 46, 146 Kluftpole, Häufungen 6% — 4 — 2,5.
D 49, 127 Kluftpole, Häufungen > 5,5% — 4,7 — 3,9 — 3,1.
D 52, 57 Kluftpole, Häufungen 14% — 10,5 — 7 — 5,2.
D 53, 76 Kluftpole, Häufungen 7,9% — 5,2 — 3,9.
D 54, 76 Kluftpole, Häufungen 7,9% — 5,2 — 3,9.
D 56, 33 Faltenachsen Migmatit (max. 42%) > 30% — 20 — 10 — 3 — 0.
D 57, 100 Kluftpole, Häufungen > 8% — 6 — 4 — 2.
D 59, 40 B-Achsen, Häufungen (max. 20% in N 80 W/0°) > 15%—10—5.
D 61, 42 Kluftpole, Häufungen (max. 16,6%) > 9,5% — 7 — 4,5.
D 64, 62 Kluftpole, Häufungen 9,5% — 6 — 4 — 3.
D 66, 84 Kluftpole, Häufunren 7,1% — 5,9 — 4,7 — 3,5.

Heutige Anschrift des Verfassers: Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, Hindenburgstraße 28.

Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal und Mineralogisches Institut der Universität Wien

Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze

Von

E. Schroll, Wien, und **N. Azer Ibrahim,** Kairo

(Eingegangen am 1. April 1958)

Teil III

Geochemische Untersuchungen an ostalpinen Fahlerzen

Vorwort

Die vorliegende Arbeit gehört zum Versuch einer „geochemischen Analyse" der ostalpinen Erzprovinz, die mit einer Untersuchung von Bleiglanzen und Zinkblenden (*E. Schroll,* Lit. 37—40) begonnen wurde und zu der auch bereits Ergebnisse über die Verbreitung des Elementes Selen in den ostalpinen Schwefelkiesen und anderen sulfidischen Erzen vorliegen (*W. Rockenbauer,* Lit. 35). Bei diesem Unternehmen verdient das Fahlerz mit seinem komplexen Chemismus und seiner Fähigkeit, eine größere Zahl von Gastelementen aufzunehmen, besondere Beachtung.

In der ostalpinen Erzprovinz sind nach den einschlägigen mineraltopographischen Werken sowie der zahlreichen neueren mineralogischen und lagerstättenkundlichen Literatur weit mehr als 300 Fundpunkte von Fahlerz bekanntgeworden (u. a. Lit. 1, 11 bis 13, 15 bis 20, 23, 25, 31, 32, 36, 41, 43 bis 45, 47). Fast alle intensiven Fahlerzvererzungen der Ostalpen konzentrieren sich in den paläozoischen und altkristallinen Anteilen des ostalpinen Deckengebirges. Das Fahlerz ist für die Paragenese der kupferführenden Eisenspatvererzung charakteristisch, welche in ihrer Genese an die alpine Metamorphose gebunden erscheint. Es tritt untergeordnet in den epigenetischen mesothermalen Cu-Ag-Fe-As-(Pb-Zn-)Vorkommen und epithermalen Pb-Zn-Vererzungen auf. In den metamorphen Kieslagerstätten ist dieses Erz seltener anzutreffen.

Aus dem Zentralgneisgebiet des Tauernfensters sind dagegen keine gesicherten Vorkommen von Fahlerz bekannt. Zumindest konnten die erzmikroskopischen Bestimmungen von *A. Tornquist* (Lit. 46) nicht bestätigt werden. Die angeblich Sb-haltigen „Glaserze" aus den jungen Goldquarzgängen des Radhausberges bei Böckstein erwiesen sich als komplexe Bi-haltige Erzminerale (*E. Siegl,* Lit. 42). Dagegen ist Fahlerz aus den Kieslagern der epimetamorphen Grünschieferfazies des Tauernrahmens beschrieben worden (Lit. 16).

Die Fahlerzvererzung greift selten, aber nachweislich oft in Paragenese mit Blei-Zink-Erzen, in das kalkalpine Mesozoikum (Trias) über. So sind z. B. folgende Vorkommen bekannt:

1. In der Nordtiroler Trias: Tschirgand, Haverstock, Hohe Warte (Lit. 20), Gafleinstal, Geyer/Brixlegg [1].

2. In der niederösterreichischen Trias: Fahlerz dürfte zum sekundären Ag-Reichtum des einstigen Bergbaues am Hocheck bei Annaberg durch das Vorkommen von Hornsilber im Hut der Lagerstätte Anlaß gegeben haben.

3. In der anisischen Pb-Zn-Vererzung der südalpinen Trias: Auronzo (*D. Colbertaldo* [Lit. 12] hat Fahlerz als Silberträger im Bleiglanz identifizieren können). Fahlerz kommt aber auch mit Bleiglanz im Gutensteiner Kalk bei Pöllan im Drautal vor, fehlt aber gänzlich in der ladin-karnischen Pb-Zn-Vererzung des Drauzuges und der Karawanken.

4. In der Semmeringtrias: Gipsbergbau Myrthengraben (Semmering) mit Fahlerz und Enargit neben Bleiglanz und Zinkblende (Lit. 40).

5. Im Buntsandstein des Montafontales: Rellstal (Vorarlberg).

6. In der Trias der Steirischen Kalkspitz: Einer der Verfasser konnte vergangenes Jahr beobachten, daß die Fahlerzmineralisation des Schladminger Altkristallins an der Deckengrenze in die Trias der Lungauriden übergreift. Am Weg zum Preuneggsattel (zirka 1920 m Seehöhe) wurden in Klüften des Kalkgesteins neben Limonit grünliche und gelbliche Oxydationsprodukte beobachtet, welche nach spektrochemischen Analysen vornehmlich Cu und Sb, ferner As, Zn, Pb, Fe, sowie Spuren von Ag, Hg, Cd und Bi enthalten haben.

7. In der zentralalpinen Brennertrias: Obernberg/Brenner. Blei-Zinkvererzung mit Fahlerz und Flußspat als Gangart in Triasmarmoren (Lit. 20).

In allen triadischen Pb-Zn-Vererzungen ist mit dem Vorkommen von Fahlerzen auf gleicher Lagerstätte oder in der Nachbarschaft ein höherer Ag-Gehalt im Bleiglanz verbunden.

Die Genese des Fahlerzes fällt demnach in die epigenetische Mineralisation der ostalpinen Orogenese, wobei es meist eine minerogenetisch junge Bildung darstellt.

Ein Teil der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit wurde bereits 1955 niedergelegt (Lit. 3). Sie wird durch weitere Nachträge ergänzt und berücksichtigt die inzwischen veröffentlichte gründliche Untersuchung von Fahlerzen aus dem Gebiet der Tschechoslowakei von *J. H. Bernard* (Lit. 6—8).

I. Analysenmethodik

Mit Ausnahme von vier Fahlerzproben, deren Haupt- und Nebenbestandteile durch chemische Analysen ermittelt worden sind (siehe Teil II) sowie einer Enargitanalyse [2] wurden von jeder Erzprobe im Durchschnitt mindestens 1 Gramm visuell unter dem Binokular ausgesucht und im Achatmörser gepulvert. Für die spektrochemischen Analysen stand ein mittlerer Quarzspektrograph vom Typ Zeiß Q 24 zur Verfügung. Nach einer ersten qualitativen Analyse im Kohlebogen wurde ein Teil der Fahlerzproben in gelöster Form quantitativ analysiert. Die

[1] Nach mündlicher Mitteilung, die wir freundlicherweise Herrn Dr. *O. Schmidegg* (Wien) verdanken

[2] Die Enargitanalyse wurde dankenswerterweise von Herrn Dr. *W. Rockenbauer* (derzeit Basel) ausgeführt.

so erhaltenen Ergebnisse wurden dann einschließlich der oben erwähnten chemischen Analysen zum Testen einer dann generell angewandten quantitativen, teilweise halbquantitativen spektrochemischen Analysenmethode im Kohlebogen verwendet.

Der spektrochemischen Fahlerzanalyse in gelöster Form ging ein Chlorstromaufschluß in der gleichen Weise voraus, wie er für die chemische Analyse angewandt worden ist (siehe Teil II). Die Lösungen von Destillat und Rückstand wurden auf 1·5 ccm, bzw. 2·5 ccm Endvolumen eingedampft und mit 10 γ ccm Be als internen Standard versetzt. Entsprechende Eichlösungen für Cd, Co, Ni, Pb, V, Mn, Zn und Fe in der Rückstandlösung und Bi, Hg, Sn, Fe und Zn in der Destillatlösung wurden angefertigt. Bei geringen Ag-Gehalten konnte eine durch Schütteln homogenisierte AgCl-Trübe mit Erfolg versucht werden.

Als Aufnahmebedingungen wurden gewählt:

Spektrograph: Zeiß Q 24 mit Dreistufenfilter (4, 20, 100%).

Elektroden: Ringsdorff-Kohlen RWI ⌀ 5 mm, plangeschliffen. Abstand 2 mm.

Anregung: Feußner FF 4, 1/1 C, 1/1 L, 1 A.

Optik: Spalt 15 μ, Zwischenabbildung 5/2900 A.

Belichtungszeit: 90 Sekunden nach vorhergehendem Vorfunken der Kohlen (2 Minuten) und Lösungsauftrag von 20 cmm.

Photoplatte: Spektralblau (Perutz, München).

Unter Verwendung der Bezugslinie Be 3130·4 und der Nachweislinien für Ag 3382·9, Bi 3067·7, Cd 3610·5, Co 3453·5, Hg 2536·5 und 3650·2, Mn 2939·3, Ni 3414·8, Pb 2833·1 und Sn 3175·0 erfolgte eine spektralphotometrische Auswertung durch einfachen Intensitätsvergleich.

Die spektrochemische Analyse der Fahlerzproben in fester Form wurde gesondert nach leichtflüchtigen (As, Bi, Cd, Hg, Sb, Sn, Zn) und schwerflüchtigen Elementen (Ag, Co, Fe, Mn, Ni, V) durchgeführt. Hiezu wurden für Tetraedrit (bis 20% Sb), Tennantit (bis 17% As), Tetraedrit + Tennantit (1 : 1), Schwazit und Freibergit Eichmischungen aus spektrochemisch und naßchemisch analysierten sulfidischen Mineralien angefertigt. Die Analysen auf Ge und Au wurden nach Herstellung von Eichreihen aus Ge- und Au-freiem Fahlerz mit analysiertem Germanit bzw. Au-Staub in den hältigen Proben nachgetragen.

Für die leichtflüchtigen Elemente (einschließlich Ge) wurden nachstehende Aufnahmebedingungen gewählt:

Probe: unverdünnt.

Spektrograph, Optik, Photographie: wie oben.

Anregung: Gleichstromdauerbogen 220 V, Kurzschlußstrom 2·5 A, Bogenspannung 60 V, kathodische Schaltung.

Belichtungszeit: 120 Sekunden.

Elektroden: Ringsdorff RW II ⌀ 5 mm, Anode kegelstumpfartig auf 3 mm ⌀ abgedreht. Kathode mit 5 mm tiefer Bohrung, erster Millimeter für Abdeckung mit C-Pulver mit ⌀ 2 mm, weitere 4 mm für Probenfüllung mit ⌀ 1 mm. Elektrodenabstand 3 mm.

Für die schwerflüchtigen Elemente:

Probe: 1 : 1 mit SiO_2 gemischt (zur Verhinderung einer Cu-Regulusbildung).

Spektrograph, Optik, Photographie: wie oben.

Anregung: Gleichstromdauerbogen 220 V, Kurzschlußstrom 5 A, Bogenspannung 50 V, anodische Schaltung.

Belichtungszeit: 90 Sekunden.

Elektroden: Ringsdorff RW II ⌀ 5 mm, Kathode kegelstumpfartig auf 3 mm ⌀ abgedreht. Anode mit 2·5 mm tiefer Bohrung, ⌀ 1·5 mm.

Fortsetzung auf S. 84 und 85

II. Probenverzeichnis

Nr.	Fundort	Paragenese	Herkunft
1	Myrthengraben (Semmering, N.-Ö.), Gipsbergbau	Derbes *Fahlerz* mit Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit und Enargit in zuckerkörnigem Gips	AS.[1] Haberlandt
2	Myrthengraben (Semmering, N.-Ö.), Gipsbergbau	Derber *Enargit*, Paragenese s. o.	AS. Schroll 1956
3	Bergbau Kaltenegg, Rettenegg (Stmk.)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum
4	Bergbau Schendlegg, Grossau-Prein (N.-Ö.)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies in Siderit und Quarz	AS. Haberlandt
5	Bergbau Steinbauerngrube, Neuberg (Stmk.)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 16012
6	Sattlerkogel, Veitsch (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Covellin, Azurit, Malachit, Limonit	Min. Inst. Univ. Wien
7	Sattlerkogel, Veitsch (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Covellin, Azurit, Malachit, Limonit	AS. Schroll 1948
8	Erzberg, Eisenerz (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* in Siderit	Petr. Inst. Univ. Wien
9	Wetterbauersattel, Mixnitz (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Zinnober, Azurit, Malachit und Dolomit	Geol. Inst. Leoben
10	Kotalm, Turrach (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Bournonit in Siderit	AS. Haberlandt
11	Kotalm, Turrach (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Bournonit in Siderit	AS. Haberlandt
12	Mauterndorf (Stmk.), Marmorbruch an Tauernbundesstraße	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz in Marmor	AS. Schroll 1957
13	Seekar (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies in Ankerit	Ferdinandeum
14	Seekar (Stmk.), Halden	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies in Ankerit	AS. Schroll 1957
15	Zinkwand (Stmk.)	Derbes *Fahlerz*	AS. Zirkl
16	Zinkwand (Stmk.), Geröllhalden oberhalb der Kleinprechthütte	Derbes *Fahlerz* in Ankerit	AS. Schroll 1957
17	Vöttern (Stmk.), St. Peter- und Paulstollen	Derbes *Fahler* in Ankerit	Min Inst. Univ. Wien
18	Vöttern (Stmk.), Halde des Unterbaustollens	Derbes *Fahlerz* in Ankerit mit Quarz	AS. Schroll 1957

[1] AS. = Aufsammlung.

Nr.	Fundort	Paragenese	Herkunft
19	Freying, Giglach (Stmk.), Unterbauhalde	Derbes *Fahlerz,* schwach angewittert in Ankerit	AS. Schroll 1957
20	Freying, Giglach (Stmk.), Halde 2120 m	Derbes *Fahlerz,* schwach angewittert in Ankerit	AS. Schroll 1957
21	Hading, Hintergiglach, Halden	Derbes *Fahlerz* in verquarztem Ankerit	AS. Schroll 1957
22	Vordergiglach (Giglach-Alm), Halde 2200 m	Derbes *Fahlerz* in verquarztem Ankerit	AS. Schroll 1957
23	Neualm (Stmk.)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 15983
24	Neualm, OW-Karbonatgang (zum Stierkar), Ausbiß 1660 m	Derbes *Fahlerz* in Quarz u. limonitisiertem Ankerit	AS. Schroll 1957
25	Eschach, Schladminger Obertal (Stmk.), Halde d. Duisitzunterbaustollens	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies in Ankerit und Siderit	AS. Schroll 1957
26	Eschach, St. Martinstollen	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz in Quarz	AS. Schroll 1957
27	Bromriese, Schladminger Obertal	xx-*Fahlerz* mit Ankerit	AS. Schroll 1957
28	Bromriese	Derbes *Fahlerz* verwachsen mit Bleiglanz, Pyrit und Serizit	AS. Schroll 1957
29	Kronbach, Schladminger Obertal (Stmk.)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies und Pyrit in Serizit und Quarz	AS. Haberlandt
30	Schiedergraben (Sbg.) [1]	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 1159
31 [2]	Bergbau Mitterberg, Mühlbach (Sbg.), 6. Sohle, Zeche 9	Derbes *Fahlerz*	AS. Haberlandt
32	Bergbau Mitterberg, Mühlbach (Sbg.), 6. Sohle, Zeche 9	Derbes *Fahlerz*	AS. Haberlandt
33	Bergbau Mitterberg, Mühlbach (Sbg.), 6. Sohle, Zeche 9	*Fahlerz* (Einzelkristall)	AS. Haberlandt
34	Nöckelberg, Leogang (Sbg.)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies und Bornit in Siderit	AS. Leitmeier
35	Nöckelberg, Leogang (Sbg.)	Derbes *Fahlerz* (s. o.)	AS. Leitmeier

[1] Bergbau Liehnberg (Maria-Verkündigungs-Grube) bei Zell im Pinzgau.

[2] Die in Teil II der vorausgehenden Publikation mit Nr. 12 und 29 bezeichneten Proben von Mitterberg bzw. Schwaz tragen wegen Erweiterung des Untersuchungsmaterials in der vorliegenden Arbeit die Nummern 31 (Mitterberg) und 50 (Schwaz).

Nr.	Fundort	Paragenese	Herkunft
36	Nöckelberg, Leogang (Sbg.)	Derbes *Fahlerz* (s. o.)	AS. Zirkl
37	Bergbau Röhrerbichel (Tirol), 140 m Sohle	Derbes *Fahlerz* (mit Gangart verwachsen)	AS. Bernadek
38	Bergbau Röhrerbichel (Tirol), 140 m Sohle Aufbruch 604	Derbes *Fahlerz* (mit Gangart verwachsen)	AS. Bernadek
39	Bergbau Röhrerbichel (Tirol), 140 m Sohle Aufbruch 604	Derbes *Fahlerz* (mit Gangart verwachsen)	AS. Bernadek
40	Bergbau Röhrerbichel, 260 m Sohle, Vererzung im Liegenden der Falgenschiefer	Derbes *Fahlerz* (mit Gangart verwachsen) mit Kupferkies	AS. Bernadek
41	Brunnalpe, Kirchberg, Brixental (N.-Tirol)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 7357
42	Brixlegg, Geyer, Silberbergstollen (Tirol)	Derbes *Fahlerz* mit Gelpyrit in dunklem Kalkstein	AS. Schmidegg
43	Brixlegg, Großkogel	Derbes *Fahlerz* mit Quarz und Kalkspat	Min. Inst. Univ. Wien
44	Brixlegg, Großkogel	*Fahlerz* (Einzelkristall)	Ferdinandeum
45	Brixlegg, Gertraudistollen	Derbes *Fahlerz* in Baryt	AS. Leitmeier
46	Brixlegg, Matzenköpfl	Derber *Enargit* in dunklem Dolomit	AS. Berger
47	Schwaz, Bgb. Falkenstein, Krummörtergang, Sohle 75	Derbes *Fahlerz*	AS. Schmidegg
48	Schwaz, Bgb. Falkenstein, Krummörtergang, Sohle 60	Derbes *Fahlerz*	AS. Schmidegg
49	Schwaz, Falkenstein, Krummörterrevier, Sohle 60	Derbes *Fahlerz*	AS. Schmidegg
50	Schwaz, Falkenstein, Krummörterrevier, Tiefbau 40 m, Neuer Abbau 1953, westlich Schrägschacht	Derbes *Fahlerz*	AS. Schmidegg
51	Schwaz, Bgb. Falkenstein,	Derbes *Fahlerz* mit Quarz	Ferdinandeum
52	Schwaz, Erlstollen Tiefbau 60 m	Derbes *Fahlerz*	Ferdinandeum
53	Schwaz, Erlstollen	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ Wien
54	Schwaz, Bertastollen	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies im Siderit	Min. Inst. Univ. Wien

Nr.	Fundort	Paragenese	Herkunft
55	Schwaz	Derbes *Fahlerz* in Baryt	Min. Inst. Univ. Wien
56	Schwaz	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ. Wien
57	Gafleinstal, Nassereith, Tirol	Derbes *Fahlerz* in Wettersteinkalk	Geol. Inst. Innsbruck
58	Gand, Stanzertal (Tirol)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 7314
59	Gand, Stanzertal (Tirol)	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 7315
60	Gand, Stanzertal (Tirol)	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ. Graz
61	Serfaus	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Innsbruck
62	Bartholomäberg (Montafon, Vbg.), Halde	Derbes *Fahlerz* Siderit, Limonit und Quarz	AS. Brandenstein, 1957
63	Bartholomäberg (Montafon, Vbg.), Halde	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies in Quarz und Ankerit	AS. Brandenstein, 1957
64	Silbertal, Christberg (Montafon), Halde bei der Knappenkapelle	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies, Pyrit in Siderit und Quarz	AS. Brandenstein, 1957
65	Rellstal (Montafon)	*Fahlerz* in Buntsandstein, zum Teil oxydiert	Ferdinandeum
66	Rellstal, Rechhorn	Derbes *Fahlerz*	G. Tschabrunn
67	Val Fex (Oberengadin)	Derbes *Fahlerz* in Casannaschiefer	Ferdinandeum
68	Obernberg am Brenner, Äußere Wildgrube (N.-Tirol)	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz, Blende in Flußspat	AS. Schmidegg
69	Bgb. Mt. Grave (Calisberg, Trient)	*Fahlerz* mit Bleiglanz in Bellerophonkalk	AS. Schroll 1956
70	Abfaltersbach (O.-Tirol), Römerstollen	Derber *Tetraedrit* mit Kupferkies	AS. Aichner
71	Abfaltersbach (O.-Tirol), Römerstollen	Derber *Tetraedrit*	AS. Aichner
72	Dechantalm, Kreuzeckgruppe (Kärnten), Halde 2160 m. SH.	Derbes *Fahlerz* mit Quarz	AS. Schroll 1951
73	Gummern (Kärnten), Marmorbruch	Derbes *Fahlerz* in Marmor	AS. Schroll 1951
74	Kerschdorf (Gailtal, Kärnten), Straßenstollen	Derbes *Fahlerz*	AS. Schroll 1950
75	Gočman (Kärnten)	Derbes *Fahlerz* mit Oxydationsmineralien	AS. Hermann

Nr.	Fundort	Paragenese	Herkunft
76	St. Martin-Rosegg (Kärnten)	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz und Blende	AS. Hermann
77	Kl. Grabans, Finkenstein (Kärnten)	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz, Blende und Kupferkies	AS. Hermann
78	Schwabegg (Kärnten)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies und Siderit	Kärntner Landesmuseum
79	Oberzeiring (Stmk.), Johannisstollen, Versatz	Derbes *Fahlerz* mit Bleiglanz (100), Karbonat, Quarz und Glimmer	AS. Hirn, 1958
80	Bugojno, Bosnien	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 3341
81	Maracaj, Bosnien	Derbes *Fahlerz*	Joanneum Nr. 7316
82	Maskara-Gornji, Bosnien	Derbes *Fahlerz*	Ferdinandeum
83	Rezbanja, Siebenbürgen	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ. Graz
84	Kapnik, Siebenbürgen	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ. Wien
85	Kapnik, Siebenbürgen	*Fahlerz* (Einzelkristall)	Petr. Inst. Univ. Wien
86	Schemnitz, Slowakei	*Tetraedrit* (Einzelkristall)	Min. Inst. Univ. Wien
87	Rosenau (Rosnava), Slowakei	Derbes *Fahlerz*	Min. Inst. Univ. Wien
88	Rosenau (Rosnava), Slowakei	Derber *Freibergit*	Petr. Inst. Univ. Wien
89	Krombach (Krombachy), Slowakei	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies und Eisenspat	Ferdinandeum
90	Kotterbach (Kotterbachy)	Derbes *Fahlerz*	AS. Berger
91	Fiumedisini, Messina (Sizilien)	Derbes *Fahlerz* mit Kupferkies und Quarz	AS. Schroll 1951
92	Redruth, Cornwall	Derber *Tennantit*	Joanneum Nr. 7386
93	Redruth, Cornwall	*Tennantit* (Kristall)	Petr. Inst. Univ. Wien

III. Analysen-

Tab. 1. *Analysen*

Nr.	Fundort	As	Sb	Bi	Ag	Zn	Hg	Fe	Pb
		Gehalte in Prozenten							
1	Myrthengraben, Semmering	10	>10	—	0·28	>10	1·3	0·08	0·015
2	Myrthengraben, Semmering	*18·15*	0·4	—	0·07	0·5	0·001	0·08	0·01
3	Kaltenegg, Rettenegg	0·52	>20	—	0·09	1·7	—	2·4	0·3
4	Schendlegg, Rax	*7·34*[1]	*15·88*	0·50	0·02	*4·50*	*0·28*	*4·23*	0·002
5	Steinbauerngrube, Neuberg	0·11	>20	0·26	2·0	>10	>10	6·6	0·005
6	Sattlerkogel, Veitsch	*5·33*	*19·92*	0·01	0·02	*2·95*	*0·40*	*4·43*	0·01
7	Sattlerkogel, Veitsch	3·6	>20	0·02	0·1	4·2	0·44	5·5	—
8	Erzberg, Eisenerz	2·1	>20	0·003	0·035	0·4	0·25	>10	<0·001
9	Wetterbauersattel, Mixnitz	6	20	<0·001	0·04	1·8	0·12	0·7	0·05
10	Kotalm, Turrach	0·02	>20	0·007	0·04	0·6	—	2·7	0·8
11	Kotalm, Turrach	0·03	>20	0·007	0·13	0·3	0·005	3·9	3·0
12	Mauterndorf	0·48	>20	0·20	0·7	>10	0·30	2·0	0·9
13	Seekar	0·37	>20	0·02	1·3	10	0·30	6·1	0·12
14	Seekar	3·5	>20	0·03	0·2	0·4	0·36	3·6	0·01
15	Zinkwand	0·08	>20	0·6	2·1	5·4	—	>10	—
16	Zinkwand	7	>10	0·1	0·4	7·2	0·005	3·4	0·008
17	Vöttern, St. Peter u. Paulstollen	0·1	>20	2·0	2·8	>10	0·005	6·8	0·015
18	Vötternbaue	7	>10	0·05	0·2	8	0·5	2·5	0·005
19	Freying, Giglach	5·2	20	0·06	2·0	4·5	0·5	3·5	0·01
20	Freying, Giglach	7	>10	0·15	10	7·5	0·3	1·5	0·04
21	Hading, Giglach	8	>10	0·1	5·1	8	0·3	1·0	0·02
22	Vordergiglach	3·0	>20	0·03	0·4	5·7	0·2	0·8	0·06
23	Neualm	10	>10	0·87	>10	10	1·1	7·6	0·4
24	Neualm	4·8	20	0·08	5·2	2·5	0·4	6·7	0·15
25	Eschach, Duisitz, Unterbaustollen	0·8	>20	—	>10	>10	—	4·2	0·3
26	Eschach, St. Martinstollen	3·5	>20	0·002	0·08	5·7	0·35	2·1	0·1
27	Bromriese	1·0	>20	<0·001	8	10	0·15	3·5	0·25

[1] Die Kursivziffern sind das Resultat einer chemischen Analysenmethode.

ergebnisse

der Fahlerze

Au	Cd	Ge	Sn	V	Ni	Co	Mn
Gehalte in Gramm pro Tonne							
—	1210	20	1000	—	70	50	20
—	20	10	—	—	—	—	—
—	25	—	10	—	20	25	—
< 10	110	—	—	—	60	60	75
—	150	—	30	—	20	50	15
< 10	240	—	—	—	10	40	45
—	550	—	—	—	20	30	—
10	20	10	—	—	50	45	80
—	40	—	—	—	—	—	200
—	—	—	< 10	40	40	35	1200
—	310	—	—	—	35	20	200
—	520	—	—	—	20	35	—
—	55	—	360		70	85	400
—	10	—	30	—	600	100	80
—	30	< 10	—	—	—	60	
—	250	< 10	—	—	0·8%	1·5%	150
—	30	—	—	—	200	70	80
—	300	—	—	—	150	500	30
—	300	< 10	—	—	30	55	800
—	250	—	—	—	1000	300	200
—	250	—	—	—	—	30	20
—	70	—	—	—	10	40	500
10	125	< 10	30	40	1%	1%	300
—	25	< 10	—	—	150	30	80
—	400	—	—	—	10	30	300
—	60	—	—	—	—	50	20
—	100	—	—	—	—	30	60

Nr.	Fundort	As	Sb	Bi	Ag	Zn	Hg	Fe	Pb
		Gehalte in Prozenten							
28	Bromriese	8	>10	0·001	0·2	2·1	0·3	5·0	2·1
29	Kronbach	0·04	>20	0·005	0·005	0·05	0·22	0·3	—
30	Schiedergraben	0·27	>20	0·02	0·18	1·5	0·33	4·4	0·01
31	Mitterberg, Mühlbach	*4·87*	*19·45*	—	0·01	*5·82*	*0·38*	*4·85*	0·03
32	Mitterberg, Mühlbach	0·17	>20	—	0·01	1·7	3·0	0·2	0·001
33	Mitterberg, Mühlbach	0·69	>20	<0·001	0·5	6·6	2·5	4·2	0·02
34	Nöckelberg, Leogang	20	0·5	—	<0·001	0·03	—	0·1	—
35	Nöckelberg, Leogang	20	0·9	—	<0·001	0·04	—	3·0	—
36	Nöckelberg, Leogang	10	>10	—	<0·001	0·3	—	0·3	0·008
37	Röhrerbichel (140 m)	6·6	>10	0·02	0·22	2·8	0·002	3·5	—
38	Röhrerbichel (140 m)	*6·37*	>10	0·008	1·8	2·0	0·03	7·8	—
39	Röhrerbichel (140 m)	*5·5*	>10	0·04	1·0	2·8	0·06	3·5	—
40	Röhrerbichel (260 m)	1·4	20	0·05	3·0	3·0	0·004	9·4	—
41	Brunnalpe, Kirchenberg	6·8	10	0·3	4	3·0	0·30	5·2	0·2
42	Brixlegg, Geyer	8	>10	—	0·15	4·2	0·004	7·2	0·3
43	Brixlegg, Großkogel	3·0	>20	2·0	>10	>10	3·0	9·0	0·003
44	Brixlegg, Großkogel	>10	>10	0·3	4·5	>10	3·2	4·6	—
45	Brixlegg, Gertraudistollen	8	10	0·4	0·03	6·6	1·7	0·3	—
46	Brixlegg, Matzenköpfl	20	0·5	0·03	0·03	1·5	0·07	4·5	0·3
47	Schwaz, Falkenstein (Tiefb. 40 m)	5·4	20	0·04	0·2	>10	4·0	5·2	0·03
48	Schwaz, Falkenstein (Sohle 60 m)	3·0	20	0·8	2·8	10	4·0	5·5	0·03
49	Schwaz, Falkenstein (Sohle 60 m)	7·2	>10	0·05	0·1	7·2	1·5	>10	0·015
50	Schwaz, Falkenstein (Sohle 75 m)	*6·4*	*16·56*	0·03	0·1	*5·77*	*0·83*	*1·53*	0·008

Au	Cd	Ge	Sn	V	Ni	Co	Mn
			Gehalte in Gramm pro Tonne				
—	50	10	—	120	10	100	3000
—	—	—	<10	—	200	500	—
—	210	—	<10	—	—	80	—
20	440	—	—	—	60	80	40
—	230	—	—	—	35	25	—
—	220	—	30	—	100	100	100
—	—	70	—	—	20	45	—
—	—	80	150	—	45	50	300
—	—	—	20	—	35	75	—
—	≤10	—	<10	—	100	60	150
—	—	<10	—	—	200	350	150
—	≤10	—	<10	—	20	250	50
—	—	<10	10	—	600	400	250
—	60	—	<10	—	—	150	60
10	480	80	—	—	0·87%	1·2%	1500
—	40	15	—	—	1800	1600	—
—	60	—	—	—	40	50	—
—	50	—	<10	—	15	20	—
—	30	200	—	—	1%	0·9%	100
—	200	45	—	—	300	100	60
—	370	—	—	—	150	150	200
—	130	15	—	—	150	400	70
—	100	40	10	—	70	300	20

Nr.	Fundort	As	Sb	Bi	Ag	Zn	Hg	Fe	Pb
		Gehalte in Prozenten							
51	Schwaz, Falkenstein	2·6	>20	0·5	0·3	10	0·21	4·3	0·003
52	Schwaz, Erlstollen	8	>10	0·04	0·04	7·4	2·2	1·2	—
53	Schwaz, Erlstollen	5·4	20	0·7	2·5	>10	5·4	6·2	—
54	Schwaz, Bertastollen	10	>10	0·3	0·4	2·0	1·4	5·5	0·006
55	Schwaz	≥10	>10	0·3	0·3	10	3·2	4·2	0·002
56	Schwaz	*9·3*	>10	1·0	1·0	1·5	—	4·4	0·002
57	Gafleinstal. Nassereith	0·5	>20	0·01	0·2	10	1·2	5	0·03
58	Gand	*5·83*	>10	0·09	1·6	2·1	>10	6·8	0·06
59	Gand	*5·30*	>10	0·08	0·75	0·9	10	5·2	0·02
60	Gand, Stanzertal	>10	0·5	0·12	0·13	3·8	0·01	2·7	—
61	Serfaus	2·9	>20	0·07	0·15	2·5	5·5	7·0	0·009
62	Bartholomäberg	6	20	0·2	4·0	3·2	1·5	6·9	0·04
63	Bartholomäberg	7	20	0·2	1·2	4·0	1·2	0·8	0·03
64	Silbertal	7	20	0·8	0·9	2·5	0·31	6·5	0·04
65	Rellstal	0·3	>20	—	0·004	0·03	0·001	3·5	0·001
66	Rellstal, Rechhorn	>10	3	0·01	0·015	0·25	0·23	4·4	0·004
67	Val Fex, Oberengadin	0·1	>20	0·7	1·25	8·6	3·2	5·0	0·5
68	Obernberg, Brenner	0·05	>20	0·001	0·3	0·15	0·002	0·3	4·2
69	Mt. Grave, Mt. Calisio	2·4	>20	0·002	4·5	6·0	0·001	3·8	4·5
70	Abfaltersbach, Römerstollen	0·01	>20	0·01	0·07	3·3	—	1·7	0·01
71	Abfaltersbach, Römerstollen	0·01	>20	0·04	1·75	>10	—	7·6	0·8
72	Dechant	5·5	20	0·002	>10	4·5	0·03	6·6	0·3
73	Gummern, Marmorbruch	≥10	>10	0·003	0·007	3·4	0·09	8·1	0·04
74	Kerschdorf, Gailtal	0·15	>20	0·04	1·7	>10	2·3	6·1	0·01
75	Gočman	0·5	>20	—	1·2	10	1·0	1·3	0·002
76	St. Martin-Rosegg	0·7	>20	—	10	10	0·06	1·7	0·06
77	Kl. Grabans, Finkenstein	*9·8*	>10	—	0·04	>10	1·7	0·2	3·4

Au	Cd	Ge	Sn	V	Ni	Co	Mn
Gehalte in Gramm pro Tonne							
—	10	50	20	—	70	35	—
—	85	—	—	—	75	35	—
—	65	170	—	—	—	—	650
—	75	—	—	—	600	150	35
—	40	15	—	—	1400	400	—
—	20	—	—	—	750	600	—
—	120	—	—	—	0·8%	1%	10
—	55	—	10	—	150	90	120
—	40	—	<10	—	35	30	200
—	—	—	<10	—	20	40	—
—	50	—	—	—	700	8000	2000
—	50	—	—	70	1200	700	250
—	100	—	—	—	—	—	50
—	20	30	—	50	150	100	1000
—	—	—	—	—	>1%	>1%	—
—	35	20	—	—	>1%	>1%	60
—	30	—	—	—	100	100	200
—	—	—	—	—	20	20	10
—	1500	—	100	—	30	50	1200
—	15	—	<10	—	80	20	15
—	30	—	100	—	25	40	1500
—	1200	10	300	—	10	30	50
—	40	—	—	—	20	35	—
—	130	—	—	—	20	25	250
—	300	30	—	—	—	10	—
—	130	—	<10	—	30	70	150
—	960	470	—	—	20	30	—

Nr.	Fundort	As	Sb	Bi	Ag	Zn	Hg	Fe	Pb
		Gehalte in Prozenten							
78	Schwabegg	0·1	>20	0·005	8	0·1	2·0	1·9	0·003
79	Oberzeiring	0·02	>20	<0·001	>10	0·4	1·6	3·5	2·5
80	Bugojno, Bosnien	10	>10	0·9	0·7	0·4	3 0	>10	0·3
81	Maracaj, Bosnien	>10	>10	1·6	1·0	0·3	0·1	10	0·004
82	Maskara, Bosnien	0·58	>20	1 0	0·9	0·4	10	4·5	0·9
83	Rezbanja	>10	>10	0·05	0·01	7·5	2·6	0·4	0·5
84	Kapnik	8	>10	—	0·9	3·6	0·003	3·9	0·01
85	Kapnik	4·4	>20	—	1·2	0·7	0·14	5·0	0·5
86	Schemnitz	0·6	>20	—	>10	0·4	—	1·8	0·06
87	Rosenau (Rosnava), Slowakei	0·03	>20	0·009	1·3	2·2	1·6	8·4	0·06
88	Rosenau (Rosnava), Slowakei	6·8	20	0·04	>10	0·06	1·0	9·0	—
89	Krombach (Krombachy), Slowakei	3·0	>20	0·8	2·3	7·4	0·37	4·5	0·15
90	Kotterbach (Kotterbachy), Slowakei	4·6	>20	0 8	1·0	3·5	0·1	9·0	0·001
91	Fiumedisini, Sizilien	4·3	20	0·05	2·0	0·8	3·5	7·5	0·03
92	Redruth, Cornwall	>10	0·2	—	0·001	0·02	0·001	1·5	0·02
93	Redruth, Cornwall	>10	0·5	—	0·01	<0 01	—	10	—

I. Analysenmethodik *(Fortsetzung von S. 72)*

Die halbquantitative Bestimmung der Goldspuren erfolgte in der 1 : 1 mit C-Pulver verdünnten Probe nach der oben erwähnten Aufnahmemethodik.

Es wurden nachstehende Nachweislinien verwendet und nachstehende Nachweisgrenzen erhalten:

As	2345·8	0·01 %	Mn	2794·8	0·001%
Ag	3382·9	< 0·001%	Ni	3414·8	0·001%
Au	2428·0	0·001%	Pb	2833·1	< 0·001%
Bi	3067·7	< 0·001%	Sb	2598·1	< 0·01 %
Cd	3261·1	0·001%		(2311·5)	
Co	3405·1	0·001%	Sn	2840·0	< 0·001%
Fe	3059·1	< 0·1 %	V	3184·0	0·002%
Ge	2651·2	≤ 0·001%	Zn	3302·6	0·02 %
Hg	2536·5	0·001%			

Die Auswertung wurde durch einfachen Intensitätsvergleich spektralphotometrisch vorgenommen, wobei als Bezugselement für die leichtflüchtigen Elemente Sb 2574·1; 2877·9 und 3267·5 bzw. As 2349·8, 2780·2 und 2860·5 je nach der Lage der Analysenlinien herangezogen wurden.

Au	Cd	Ge	Sn	V	Ni	Co	Mn
Gehalte in Gramm pro Tonne							
—	10	10	—	—	50	200	300
—	100	—	10	30	—	10	50
—	—	—	25	—	750	100	35
—	—	—	25	—	100	150	10
—	—	—	—	—	50	60	—
—	25	100	—	—	150	200	—
—	60	—	—	—	150	100	100
—	500	—	—	—	1000	300	600
—	500	—	—	—	1200	750	600
—	30	—	—	—	200	200	100
—	—	—	< 10	—	200	400	—
—	25	—	< 10	—	60	40	75
—	20	—	—	—	20	700	20
—	20	—	—	—	40	50	20
—	—	500	—	—	75	100	15
—	—	1000	—	—	1500	3000	25

Bei den schwererflüchtigen Elementen konnte als Bezugselement Cu 3337·8, 3073·8 und 2824·4 verwendet werden. Die Auswertung der außerhalb der linearen Schwärzungskurve gelegenen Spurengehalte erfolgte nur halbquantitativ durch visuelle Schätzung. Konzentrationen über 10% Metall wurden nicht mehr quantitativ erfaßt.

Der Vergleich der Ergebnisse der chemischen Analyse sowie der spektrochemischen Lösungs- und Kohlenbogenanalyse ergab eine der Aufgabe entsprechende befriedigend gute Übereinstimmung. Je nach Element und Konzentrationsbereich weichen die Werte der angewandten Methoden um einen Betrag von ± 2 bis 30% voneinander ab. So ergibt sich für

Hg bei Gehalten von 0·3—4% eine Abweichung von ± 2—15%
As bei Gehalten von 1 —7% eine Abweichung von ± 3— 5%
Zn bei Gehalten von 1 —6% eine Abweichung von ± 2—10%
Fe bei Gehalten von 1 —5% eine Abweichung von ± 3—15%

Über die angewandte sowie über eine modifizierte noch genauere spektrochemische Methode zur Analyse von Fahlerzen soll an anderer Stelle ausführlicher berichtet werden.

IV. Allgemeine Diskussion der Analysenergebnisse

1. Über den Chemismus

Nach den Literaturangaben (Lit. 7, 24, 28, 33, 45) zeigen die Analysen der Fahlerze im Mikrochemismus folgende möglichen Hauptbestandteile (über 10%) als „Aufbauelemente“ [1]:

Für die spektrochemischen Mineraluntersuchungen wird folgende Nomenklatur der Bestandteile verwendet (siehe *E. Schroll,* Mitt. Öst. Min. Ges. 1958 und *J. Kutina,* Lit. 26):

Makrochemismus: Aufbauelemente. Namengebende Hauptbestandteile (größer als 10%) des homogenen Minerals.

Mikrochemismus: Gastelemente. Nebenbestandteile und Spuren als isomorphe Vertretung, submikroskopische Verwachsungen oder in adsorptiver Bindung.

Fremdelemente. a) kristallgebundene Einschlüsse: Entmischungen, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse.

b) verunreinigende Einschlüsse: Minerale der Paragenese, Nebengestein.

Die Definition der Gastelemente entspricht dem Begriff „isomineral“ und der Fremdelemente „anisomineral“ von *J. H. Bernard*, Lit. 7).

Cu, Ag, Zn, Fe, Hg; As, Sb, Bi; S.

Der Mikrochemismus ist nach gleichen Quellen durch folgende Elemente beschrieben

Al, Au, B, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Ga, Ge, In, Mg, Mn, Mo, Ni, Pb, Se, Si, Sn, Sr, Te, Ti, V.

Die lithophilen Elemente Al, B, Ca, Mg, Si, Ti, Sr und Ba sind eindeutig als mineralfremde Bestandteile („Fremdelemente“) zu identifizieren, die der Gangart oder dem Nebengestein zugeordnet werden müssen. Das Vorkommen aller übrigen Elemente im Fahlerz, von denen in den vorgelegten Analysen die Gehalte an Au, Cd, Co, Ge, Mn, Ni, Pb, Sn und V erfaßt worden sind, verlangt eine nähere Betrachtung, inwieweit diese Elemente an das Kristallgitter des Fahlerzes als „Gastelemente“ gebunden sind.

Gold:

J. H. Bernard und *J. Hak* (Lit. 8) haben im Tetraedrit-Freibergit von Kuttenberg (Kutna Hora), welcher einen Ag-Gehalt von 22·81% aufweist, spektrochemisch Au in einer Größenordnung von 0·001 bis 0·01% gefunden, ohne daß Freigold erzmikroskopisch nachgewiesen worden wäre. In den hier untersuchten Proben wurde Au nur in sechs Proben an der Grenze seiner Nachweisbarkeit (10 bis 20 g/t) gefunden. Obwohl gerade in der reichsten Probe (Nr. 31, Mitterberg) Freigold erzmikroskopisch nicht nachgewiesen werden

[1] Der Begriff des Spurenelementes wird nur sinngemäß für Spurenkonzentrationen (unter 1%) angewandt, die eine geochemische Einheit (hier Erzmineral Fahlerz) kennzeichnen.

konnte, ist bei der vorliegenden geringen Konzentration keine Aussage über den Einbau zu machen.

H. Böhne (Lit. 9) hat in Fahlerzanschliffen von Mitterberg, Mühlbach, übrigens Freigold nachgewiesen und beschrieben.

Der Au-Gehalt geht in keinem Fall mit dem des Ag parallel. Das Fehlen von höheren Au-Konzentrationen im Fahlerz ist aber wahrscheinlich durch dessen minerogenetische Stellung und die Geochemie des Goldes bedingt.

Kadmium:

Cd ist ein typisches „Gast-" und „Spurenelement" in den Mineralen der Fahlerzgruppe; es wurde in 75 von 91 Proben nachgewiesen. Cd bildet bekanntlich mit dem Zn ein kohärentes Elementpaar; die vorgelegten Analysentabellen zeigen demnach auch, daß die Cd-Konzentrationen den Zn-Gehalten eindeutig folgen. Die Cd-Gehalte variieren:

in der Zinkblende von 4 bis 0·001%, im Durchschnitt 0·175 bis 0·45% Cd (Lit. 37),

in Fahlerzen 0·15 bis $<$ 0·001%, im Durchschnitt 0·017% (aus 91 Proben).

Dies gibt ein Verhältnis Zn/Cd:

in Zinkblenden von 15 bis $>$ 60.000, im Durchschnitt 100 bis 300.

in Fahlerzen von 7 bis $>$ 10.000, $\sim$ 300.

Cd scheint sich zwar im Einzelfall um ein geringes gegenüber dem Zn in Fahlerzen anreichern zu können; bevorzugter Cd-Träger ist jedoch die Zinkblende. Im Durchschnitt bleibt das Verhältnis des kohärenten Elementpaares größenordnungsmäßig ähnlich, was den chalkophilen Charakter des Cd unterstreicht (Zn/Cd in der Lithosphäre 500! [Lit. 22]).

Die oft mit dem Fahlerz in enger Verwachsung vorkommende Zinkblende ist bei der Probenahme nicht immer mit Sicherheit vollkommen abzutrennen. Aber gerade in Proben von zinkblendeführenden Erzparagenesen verschiebt sich häufig die Verhältniszahl zu Ungunsten des Cd, so daß die mit Fahlerz isogenetische Zinkblende als bevorzugter Träger des Cd anzusehen ist (siehe unten!).

Gallium und Indium:

Diese Spurenelemente wurden in höheren Konzentrationen (Ga über 30 g/t und In über 50 g/t) in den untersuchten Proben nicht nachgewiesen. Im Tetraedrit-Freibergit vom Dechantgang (Kreuzeckgruppe) sind Ga und In in der Größenordnung von 0·001% vorhanden (*E. Schroll,* Lit. 40).

Im Germanit, der zur Fahlerzgruppe gerechnet wird, soll das Ga das As bzw. Sb bis zu 1·25% Ga ersetzen können (Lit. 33).

V. Bouska (Lit. 10) wies In im Tetraedrit von Rudobanja als Gastelement nach, während *J. H. Bernard* (Lit. 7) im Tennantit von Lukoviče den In-Gehalt der beigemengten Zinkblende zuordnen konnte.

J. S. Anderson (Lit. 2) findet im Tetraedrit von Roseberg (Tasmanien) 0·0005 bis 0·002% In, in einem Enargit von Mt. Lyell sogar 0·002 bis 0·01% In. In dürfte wie in der Blende höherthermale Bildungsbedingungen bevorzugen.

Empirisch ist über die Einbaubedingungen dieser beiden Elemente in das Fahlerz auf Grund des zu geringen Tatsachenmaterials noch wenig auszusagen; die theoretischen Voraussetzungen sind aber gegeben.

Germanium:

V. M. Goldschmidt (Lit. 21) ordnete das Ge den gitterbedingten Spurenelementen der Fahlerzgruppe zu, das sowohl As wie Sb ersetzen kann (Germanit!). Das Ge fehlt aber meist in den Antimonfahlerzen, in denen es nur Höchstgehalte von 0·005% erreichen kann. Dagegen reichert es sich in Arsenfahlerzen und Enargiten an.

V. M. Goldschmidt (Lit. 21) hat im Enargit von Butte, Montana, Ge-Gehalte von 100 bis 1000 g/t gefunden, in Tetraedriten nur 50 g/t.

Dieser Befund wird bestätigt. Von 25 Antimonfahlerzen mit einem As-Gehalt unter 2%, 5 Arsenfahlerzen mit Sb-Gehalten unter 2% und Enargiten ergibt sich für das Ge folgendes Verteilungsschema:

	Tetraedrit	Tennantit	Enargit
Ge nicht nachgewiesen	20	1	—
0·01—0·001% Ge	5	2	1
über 0·01%	—	2	1

Im einzelnen ergibt sich für die gefundenen maximalen Ge-Konzentrationen bis 0·005% Ge folgende Tabelle:

Tab. 2. *Ge-Gehalte in Fahlerzen und Enargiten*

Nr.	Fundort	% Ge
92/93	Tennantite von Redruth (Cornwall)	0·05
34	Tennantit vom Nöckelberg	0·007
35	Tennantit vom Nöckelberg	0·008
77	As-reicher Tetraedrit von Kl. Grabans	0·047
53	As-reicher Tetraedrit von Schwaz	0·017
42	As-reicher Tetraedrit von Brixlegg, Geyer	0·008
83	As-reicher Tetraedrit von Rezbanja	0·01
51	As-haltiger Tetraedrit von Schwaz	0·005
46	Enargit vom Matzenköpfl	0·02
2	Enargit vom Myrthengraben	0·002

Es zeigt sich also, daß das Ge das As in der Fahlerz- und Enargitstruktur bevorzugt zu substituieren scheint. Es wäre aber auch möglich, daß diese Gesetzmäßigkeit minerogenetisch bedingt ist, da Enargit und Arsenfahlerz meist in der Abfolge älter sind als das Antimonfahlerz, oft auch früher ausgeschieden als Zinkblende.

Die Anreicherung des Ge in Enargiten gibt gleichzeitig eine Analogie zum Vorkommen dieses Gastelementes in Wurtziten, welche die Ge-Konzentrationen in Zinkblenden zu übertreffen pflegen (*E. Schroll*, Lit. 38). Dazu ist zu bemerken, daß sich das pseudohexagonale Gitter des Enargites von der Wurtzitstruktur ableitet. Die Häufigkeitsverteilung des Ge in Fahlerzen und Enargiten entspräche also ganz der in Zinkblenden und Wurtziten.

Mangan:

Maximal wurden in den untersuchten Fahlerzen 0·3% Mn gefunden, 24 von 91 Proben enthielten keine nachweisbaren Spuren Mn (unter 0·001%), Gehalte über 0·1% sind selten.

Zinkblenden erscheinen dagegen durchschnittlich Mn-reicher. Das Mn ist wohl in der Mehrzahl der Fälle dem Fahlerz zuzuordnen, kann aber auch zum Teil durch die Gangart (z. B. Eisenspäte) bedingt sein. Der Mn-Gehalt läuft dem des verwandten Fe nicht immer parallel; in zahlreichen Proben ist trotz hoher Fe-Gehalte Mn-Armut (z. B. Fahlerz von Schwaz) festzustellen.

Vanadin:

Das zur Fahlerzgruppe gehörende Mineral Sulvanit Cu_3VS_4 — auch Colusit ist V-hältig — ließe es als wahrscheinlich erscheinen, daß das Vanadin in höheren Konzentrationen in das Fahlerzgitter eingebaut werden kann. Es wurde jedoch nur sehr selten (6 Proben von 91) gefunden. Maximal wurden 0·012% festgestellt. Es ist fast so gut wie sicher, daß dieses Element den nachgewiesenen silikatischen Gangarten angehört. Als Gastelement ist es in keinem Fall sicher zu identifizieren.

Molybdän:

Dieses Element wurde in keiner Probe nachgewiesen. Nach den Untersuchungen von *J. H. Bernard* (Lit. 7) ist es ein Fremdelement.

Kobalt und Nickel:

Geringe Co und Ni-Gehalte in Fahlerzen sind sehr häufig, wobei in der Mehrzahl Co bevorzugt erscheint. Die Maximalgehalte liegen nach Literaturangaben (Lit. 24, 33) bei 4%, bei eigenen Analysen wurden bisher etwa 2% Co oder Ni gefunden.

Höhere Co und Ni-Gehalte sind manchmal durch die häufige Paragenese mit Ni-Co-Erzen (Safflorit, Pentlandit, Gersdorfit u. a.) bedingt, die mechanisch nicht immer leicht vom Fahlerz abzutren-

nen sind. Es ist aber anzunehmen, daß diese Metalle ebenso wie das Fe in begrenztem Umfang vom Fahlerz ins Gitter eingebaut werden können.

Blei:

Der Einbau des Pb ins Fahlerzgitter ist umstritten. Jedenfalls steht fest, daß es kein Bleifahlerz („Fournetit") gibt. Gegenteilige Ergebnisse sind Fehldiagnosen auf Grund falscher Analysen (siehe Teil II!). Es ist auch Bournonit ($CuPbSbS_3$) sehr oft mit Fahlerz verwechselt worden, wie zahlreiche Fehlbestimmungen an Sammlungsmaterial zeigen.

Der Bournonit kommt in den ostalpinen Kupfererz-Eisenspat-Vererzungen oft gemeinsam mit dem Fahlerz vor und stellt das Pb-haltige Kupfererz gegenüber dem Zn-haltigen Fahlerz dar.

Pb-Gehalte über 0·05%, wahrscheinlich ist dieser Wert sogar tiefer anzusetzen, lassen sich stets auf eine Beimengung von Bleierzen (Bleiglanz, Bournonit, Bleispießglanze) bei eingehender chalkographischer Untersuchung zurückführen.

Das Pb ist „anisomineralisch", d. h. ein Fremdelement in der Fahlerzanalyse. Der abweichenden Ansicht von *J. H. Bernard* ist nicht beizupflichten. Allerdings ist einzuräumen, daß ebenso wie in der Zinkblende (Lit. 38) im Fahlerz Bleiglanz oder ein anderes sulfidisches Bleierz als submikroskopisches Pigment vorhanden sein könnte. Die Maximalkonzentration in einer gut aufbereiteten homogen erscheinenden Probe wird aber voraussichtlich einige Zehntelprozente nicht überschreiten. *J. H. Bernard* (Lit. 7) gibt allerdings auch nur einen geringen Gehalt an Blei in dem von ihm näher untersuchten Tetraedrit von Rudnany an, der keine Fremdmineral-Beimengungen gezeigt hat.

Selen und Tellur:

In den untersuchten Proben wurde das Element Te nicht nachgewiesen (unter 0·03%).

H. J. Bernard (Lit. 7) konnte Te in Tetraedriten und Tennantiten einiger tschechoslowakischer Fundorte nachweisen. Der Gehalt wird teils auf heterogene Beimengungen, so im Antimonfahlerz von Jilove, teils wahrscheinlich als isomineralische Komponente wie im Tennantit von Lukavice aufgefaßt. Nach *H. Berman* und *F. A. Gonyer* (Lit. 5) enthält der mit dem Tetraedrit strukturverwandte Colusit Cu_3 (Fe, As, Sn) S_4 1·26% Te.

Von *W. Rockenbauer* (Lit. 35) wurden vier Fahlerzproben mit der Hochfrequenzanregungsmethode im Hochvakuum nach *Gatterer-Frodl* auf Se und Te analysiert, deren Ergebnisse in Tab. 3 mitgeteilt werden.

Tab. 3. *Se-Gehalte in Fahlerzen* (Lit. 35)

Nr.	Fahlerz von	% Se	% Te
1	Myrthengraben	0·02	—
4	Schendlegg	0·05	—
7	Veitsch	0·02	—
15	Zinkwand	—	—

Es zeigte sich, daß die Fahlerze mehr Se aufzunehmen imstande sind als die Schwefelkiese; erstere werden nur von den Bleiglanzen übertroffen.

Zinn:

In 32 von 91 Fahlerzproben wurden nur geringe Zinngehalte angetroffen, maximal 0·1% im Tetraedrit vom Myrthengraben, Semmering. Eine Aussage über kristallchemische Beziehungen ist nicht zu treffen, jedoch muß auf Grund der Strukturverwandtschaft des Colusites angenommen werden, daß das Sn vom Fahlerz aufgenommen werden kann.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß folgende Maximalgehalte von Aufbau- und Gastelementen in Fahlerzen nach den bisherigen Untersuchungen bekannt sind:

Tab. 4. *Maximalgehalte in Fahlerzen* (Lit. 8, 20, 24, 33)

	Tetraedrit	Tennantit
Ag	22·81 %	6—14 %
Bi	4·55 %	13·07%
Co	4 %	> 1 %
Ge	0·047%	0·14%
Fe	13 %	11 %
Hg	17·5 %	0·2 %
Mn	0·3 %	0·03%
Ni	4 %	> 1 %
Se	0·05 %	0·06%
Zn	> 10 %	> 10 %

Gemäß empirischer Untersuchungen kann also in das Kristallgitter des Fahlerzes, dem nach *F. Machatschki* (Lit. 27—29) die allgemeine Formel $R_3^{II} R^{III} S_{>3}$ zuzuschreiben ist, aufgenommen werden für

R^{II}	**Cu,** Ag, Cd, Fe, Hg, Zn	(Mn, Ni, Co)
R^{III}	**As, Sb,** Bi, Ge, Fe	(V, Te, Ga, In, Sn)
S	S, Se.	

Bei den nicht fettgedruckten Elementen kann nur ein teilweiser isomorpher Ersatz der Hauptelemente angenommen werden. Es ist wahrscheinlich, aber nicht gesichert, daß das As- und Sb-Fahlerz eine lückenlose Mischreihe bilden. Die in dieser Arbeit vorliegenden Analysenresultate sowie die der Literatur (Lit. 24, 33) liefern dafür keinen Beweis.

Die im wesentlichen durch theoretische Überlegungen gewonnenen Ergebnisse zur Kristallchemie des Fahlerzes von *J. H. Bernard* (Lit. 7) stimmen mit den Erfahrungstatsachen überein. Es ist aber für das Pb, wie schon oben erwähnt, der Einbau in das Fahlgitter zweifelhaft. Auf Grund der Elektronenkonfiguration des Pb-Atoms KLMN $5s^2\ 5p^6\ 5d^{10}\ 6s^2\ 6p^2$ würde sich zwar die Möglichkeit einer tetraedrischen kovalenten Bindung ableiten lassen, welche die Valenzelektronenkonfiguration sp^3 bevorzugt. Die kovalenten tetraedrischen Radien von Pb und Cu liegen innerhalb der zulässigen Toleranz von 15% (Cu 1·35 und Pb 1·46). Allerdings fehlen einschlägige Bleiverbindungen dieses Bindungstyps, in denen das Pb die Koordinationszahl 4 aufweist. PbS besitzt eine Ionenbindung mit Übergängen in metallische Bindungsverhältnisse; das Pb ist in diesem Fall 6-koordiniert.

Bemerkenswert ist, daß hohe Hg-Konzentrationen auf tetraedritische Fahlerze beschränkt erscheinen, ebenso wie höhere Ge-Gehalte As-hältige Fahlerze bevorzugen.

V. Varietäten und Chemismus der ostalpinen Fahlerze

Antimon- und Arsenfahlerze scheiden sich in der Nomenklatur bei einem Grenzgehalt von etwa 14% As und Sb. In Übereinstimmung mit *F. Machatschki* (Lit. 28) wird für die Fahlerzvarietäten in einfacher Weise folgende Nomenklatur eingeführt:

Me-*„haltiger"* Tennantit oder Tetraedrit bei Me-Gehalten über 2%.
Me-*„reicher"* bei Me-Gehalten über 10%.
Me-*„armer"* bei Gehalten unter 2%.
„Reiner" Tennantit oder Tetraedrit mit Gehalten jedes Gastelementes unter 2%.

So z. B. ist ein Tetraedrit ab 2% Zn als „Zn-haltiger" Tetraedrit und ab 10% als „Zn-reicher" Tetraedrit benannt.

Die historischen Namen einzelner Fahlerzvarietäten können etwa wie folgt, angewendet werden:

Freibergit	(= Ag-reiches Fahlerz)
Schwazit	(= Hg-reiches Fahlerz)
Annivit	(= Bi-haltiges Fahlerz)

Die Verteilung der ostalpinen Fahlerzproben auf einzelne Varietäten ist aus der nachfolgenden Tabelle (Tab. 5) ersichtlich.

Arsen und Antimon:

Unter den untersuchten Proben überwiegen die Antimonfahlerze. Arsenfahlerze sind auf einige wenige Vorkommen beschränkt; sie liegen alle in der westlichen Grauwackenzone: Nöckelberg, Reifstal, Gand. Allerdings sind 62% aller untersuchten Tetraedrite As-haltig oder As-reich, wobei sich gleichfalls die Fundpunkte

der westlichen Grauwackenzone durch höhere As-Gehalte auszeichnen. Die höherthermalen Erzvorkommen sind im allgemeinen As-reicher; das reine Sb-Fahlerz ist minerogenetisch jünger.

In der Vererzung des Schladminger Altkristallins nimmt der As-Gehalt mit Einsetzen der Pb-Zn-Vererzung ab. Fahlerz der Cu-Lagerstätte Kronbach am Rande des Vererzungsgebietes erwies sich fast As-frei. Oft kommt As-reiches und -armes Fahlerz nebeneinander vor, wie in Bromriesen (Nr. 27/28). Das As-reichere Fahlerz ist in der Abscheidungsfolge älter.

Die As-armen Tetraedrite findet man bevorzugt auf vielen Eisenspatvorkommen als auch insbesondere mit Blei-Zink-Vererzungen in prätriasischen Nebengesteinen (z. B. Kaltenegg, Abfaltersbach, Mt. Grave [Calisberg], Kerschdorf [Gailtal], Gočman, St. Martin-Rosegg). Auch die Vererzungen, die in die Trias übergreifen, führen oft nur As-arme Antimonfahlerze (Gafleinstal, Rellstal).

Wismut:

Bi-reiche Fahlerze wurden in der vorliegenden Probenserie nicht angetroffen. Als Bi-haltig (2·0% Bi) sind nur je ein Fahlerz von Vöttern (Nr. 17) und Brixlegg (Nr. 43) zu bezeichnen.

Bi-Fahlerz wird von *O. Friedrich* (Lit. 15) nur von dem arsenidischen Ni-Cu-Vorkommen Zinkwand—Vöttern und vom Pb-Zn-Vorkommen Patzenkar beschrieben, das gleichfalls zur Schladminger Vererzung gehört. *G. Sterk* (Lit. 44) erwähnt aus der Klieninger Gangvererzung (Lavanttal, Kärnten) eine Bi-Paragenese mit einem möglichen Vorkommen von Bi-Fahlerz.

Bi ist allerdings in der ostalpinen Erzprovinz ein sehr häufiges Gastelement im Fahlerz. Bisweilen ist es auch als heterogene Beimengung (z. B. Gediegen Bi) enthalten.

Tab. 5. *Häufigkeiten der ostalpinen Fahlerzvarietäten*

Varietät	Tennantit (insgesamt 6)	Tetraedrit (insgesamt 74)
Reine Fahlerze	3	2
Sb, As-arme Fahlerze	5	28
Sb, As-haltige Fahlerze	1	37
Sb, As-reiche Fahlerze	—	6
Bi-haltige Fahlerze (= Annivit)	—	2
Ag-haltige Fahlerze	—	15
Ag-reiche Fahlerze (= Freibergit)	—	7
Hg-haltige Fahlerze	—	13
Hg-reiche Fahlerze (= Schwazit)	—	3
Zn-haltige Fahlerze	1	36
Zn-reiche Fahlerze	—	21
Fe-haltige Fahlerze	4	54
Fe-reiche Fahlerze	1	3

Tab. 6. *Häufigkeit des Bi in ostalpinen Fahlerzen und Enargiten*

% Bi	Anzahl der Proben	Prozentanteil
über 1%	2	2·5%
0·1 —1·0 %	23	29·2%
0·01 —0·1 %	20	25·3%
0·001—0·01%	20	25·3%
nicht nachgewiesen	14	17·7%

Die Bi-Konzentrationen liegen am häufigsten im Konzentrationsbereich von 0·01 bis 0·1%. Über 0·1% liegen zumeist Bi-Gehalte von Proben aus Schwaz und Brixlegg.

Damit ist auch die Notiz von *G. Gasser* (Lit. 20) zu verstehen: „Wismuthaltige Fahlerze, ums Jahr 1890 gewann man bei der Hütte Brixlegg zirka 30 kg Bi (als Nebenprodukt)" (siehe auch *H. Meixner*, Lit. 31).

Unter den Bi-reicheren Fahlerzen sind ferner anzuführen jene aus dem Montafon, aus der Vererzung des Marmors bei Mauterndorf im Lungau, sowie jene aus den Karbonatgängen der Schladminger Vererzung. Bi-Spuren führen auch immer die Fahlerze der Eisenspatvorkommen der östlichen Grauwackenzone, wobei namentlich das Fahlerz von Schendlegg (Nr. 43) mit 0·5% Bi hervorzuheben ist.

In den Eisenspatlagerstätten sind nach *O. Friedrich* (Lit. 18) in extensiver Verbreitung gelegentlich Bi-Minerale anzutreffen.

Bi-arm (unter 0·01%) sind dagegen fast stets Fahlerze in der Paragenese mit Blei-Zink-Erzen (z. B. Myrthengraben, Eschach, Bromriesen, Kaltenegg, Nöckelberg, Kotalm, Abfaltersbach, Gočman, St. Martin-Rosegg, Kl. Grabans, Obernberg [Brenner], Mt. Grave, Dechant, Oberzeiring u. a.). Dasselbe trifft für die Fahlerze der Trias (Gafleinstal, Rellstal, Brixlegg [Geyer]) sowie für die Fahlerze von Mitterberg und vom Erzberg zu.

Tab. 7. *Häufigkeit des Ag in ostalpinen Fahlerzen und Enargiten*

% Ag	Anzahl der Proben	Prozentanteil
über 10 %	5	6·3%
1 —10 %	27	34·2%
0·1 — 1 %	24	30·4%
0·01 — 0·1 %	17	21·5%
0·001— 0·01 %	3	3·8%
unter 0·001%	3	3·8%

Silber:

Freibergite wurden zum Teil in der Paragenese mit Blei-Zink-Erzen (Dechant, St. Martin-Rosegg, Oberzeiring, Eschach) als auch in den Karbonatgängen der Schladminger Vererzung (Freying, Neualm) sowie in Brixlegg angetroffen.

Von den Ag-haltigen Tetraedriten sind vor allem jene aus dem Gebiet von Schwaz—Brixlegg, des Montafon, der Schladminger Vererzung und vom Mt. Grave (Trient) anzuführen.

Die Ag-haltigen Fahlerze waren vor der Entdeckung Amerikas ein wichtiges Bergbauprodukt der Ostalpen. Der unklare Ausdruck der alten Bergmanns-Sprache „Grauerz" mag in vielen Fällen Ag-haltiges Fahlerz bedeutet haben.

Ausgesprochen Ag-arm erscheinen dagegen Fahlerze vom Nöckelberg (unter 0·001%) oder die der Buntsandsteinvererzung vom Rellstal (0·004% in Nr. 65).

Die Häufigkeitstabelle des Ag zeigt, daß Gehalte über 1% Ag überwiegen. Es bleibt offen, in welchem Maße die Ag-Gehalte in gewissen Fahlerzen als Zementationserscheinung aufzufassen sind.

Quecksilber:

Das Hg ist in den ostalpinen Fahlerzen genau so charakteristisch wie in den Zinkblenden (vgl. *E. Schroll,* Lit. 37). Dies ist auch aus beigegebener Häufigkeitstabelle (Tab. 8) zu ersehen.

Tab. 8. *Häufigkeit des Hg in ostalpinen Fahlerzen*

% Hg	Anzahl der Proben	Prozentanteil
über 10 %	2	2·5%
1·0 —10 %	17	21·5%
0·1 — 1 %	31	39·2%
0·01 — 0·1 %	9	11·4%
0·001— 0·01 %	10	12·7%
unter 0·001%	10	12·7%

Schwazite wurden nur in den Proben von Gand und von Neuberg (Steinbauerngrube) angetroffen.

Unter den Proben aus Schwaz-Brixlegg befand sich trotz Sammlungsaufschriften kein Schwazit; dies ist wohl als Zufall zu werten. Eine alte Analyse wird von diesem Fundpunkt mit 15·37% Hg angegeben (Lit. 20). Hg-Fahlerz wird auch vom Erzberg mit 13·2% Hg erwähnt (Lit. 23).

Die Mehrzahl aller Proben liegt aber im Konzentrationsbereich von 0·1 bis 10% Hg: Die Fahlerze der Eisenspatlagerstätten, der Vererzung der westlichen Grauwackenzone, des karnischen Paläozoikums sowie der Schladminger Masse.

Fast Hg-frei erscheinen dagegen die As-haltigen Fahlerze von Röhrerbichel, Nöckelberg sowie die Tetraedrite von der Kotalm.

Ob genetische Zusammenhänge mit in der Nachbarschaft auftretenden Zinnobervorkommen (Nöckelberg, Kotalm!) bestehen, bleibt noch näher zu untersuchen. So sind die Eisenspatvererzungen der östlichen Grauwackenzone in ihren Fahlerzen im allgemeinen auch Hg-ärmer bei gleichzeitig häufigerem Vorkommen von Zinnober.

Hg-arm sind die arsenidischen Co-Ni-Vererzungen von der Zinkwand-Vöttern gegenüber den niedrig-thermalen Erzvorkommen der Schladminger Vererzung, wie schon die Analyse der Zinkblende (*E. Schroll,* Lit. 40) angedeutet hat. Mit der Paragenese von Zinkblende-Fahlerz ist oft auch eine Abnahme des Hg-Gehaltes im Fahlerz selbst verbunden. Bei vergleichsweise höheren Hg-Gehalten der Zinkblenden (Lit. 40) sind die Hg-Konzentrationen in den Tetraedriten von Obernberg und Abfaltersbach als gering zu bezeichnen. Dies trifft auch für die Zinkwand-Vererzung des Schladminger Altkristallins zu.

Tab. 9. *Hg-Gehalt von Fahlerzen und Zinkblenden gleicher Fundorte* (Siehe *F. Schroll,* Lit. 40)

Fundort	Hg % in Zinkblende	Hg % in Fahlerz
Myrthengraben	0·05	1·3
Zinkwand	0·05	< 0·001—0·005
Obernberg, Brenner	0·1	0·002
Abfaltersbach	0·05	< 0 001
Kl. Grabans	0·3	1·7
Oberzeiring	1	1·6

Gering ist auch der Hg-Gehalt im Freibergit von Dechant und vom Mt. Grave (Trient).

Die Vererzung des Bozener Quarzporphyrplateaus ist mit gewissen regionalen Einschränkungen als Hg-arm zu bezeichnen (Lit. 37, 40). Dies trifft auch für die Gangvererzung im Quarzporphyr vom Typ Nogarè zu, welche den Erzlagern im Bellerophonkalk benachbart sind. Die Fahlerzanalyse vom Mt. Grave, einer Bellerophonkalk-Vererzung, bestätigt also diese Eigenart der judikarischen Unterprovinz.

Sehr gering ist der Hg-Gehalt auch in den Fahlerzen aus der Trias (Rellstal, Brixlegg [Geyer]); eine Ausnahme bildet nur das Fahlerz vom Gafleinstal.

Zink:

Das Fahlerz ist ebenso wie der Bournonit für das Blei ein nennenswerter Zinkträger in der ostalpinen Vererzung; dies zeigt auch die kurze statistische Aufstellung in Tab. 10.

Tab. 10. *Häufigkeit des Zn in ostalpinen Fahlerzen*

Zn %	Anzahl der Proben	Prozentanteil
über 10 %	13	16·9%
1 —10 %	50	64·9%
0·1 — 1 %	10	13·0%
0·01— 0·1%	4	5·2%

Zinkreiche Fahlerze und Zinkblenden schließen sich zwar in der Paragenese nicht aus. Bemerkenswert ist jedoch der relativ hohe Zn-Gehalt in den Fahlerzen von Schwaz— Brixlegg und anderen Fundorten, von denen bekannt ist, daß Zinkblende nur sehr untergeordnet vorkommt. Oft erscheinen Tetraedrite sehr Zn-arm, insbesondere dann, wenn Zinkblende in der Vererzung intensiv auftritt.

Dies trifft für das Fahlerz von Obernberg (Brenner) zu. Zn-arm sind ferner die Tetraedrite von der Kotalm, Erzberg, Rellstal und Kronbach, Kronbach gehört innerhalb der Schladminger Vererzung zu Vorkommen, in dessen weiterer Nachbarschaft Zinkblende als Haupterz beibricht (z. B. Krahberger Zinken, Patzenkar u. a.).

Auffällig ist auch die Zn-Armut mancher Arsenfahlerze (z. B. Nöckelberg).

Kadmium:

Dieses Gastelement ist der ständige Begleiter des Zn. Um das Verhalten des Cd zu beurteilen, ist es also notwendig, das Verhältnis Zn/Cd im Fahlerz zu betrachten.

Das Zn/Cd-Verhältnis in den Fahlerzen ist recht variant. Cd-reich sind oft Zn-arme Tetraedrite oder Freibergite, Zn-reiche Fahlerze von manchen Pb-Zn-Vorkommen (z. B. Mt. Grave, Kl. Grabans) oder von Eisenspat- und Kupferkies-Lagerstätten der Grauwackenzone (z. B. Erzberg, Mitterberg), in denen Zinkblende kaum gefunden wird. Durch Cd-Anreicherung sind auch die As-haltigen Fahlerze der arsenidischen Co-Ni-Vererzung der Zinkwand-Vöttern ausgezeichnet, während die jüngeren Zn-Ag-haltigen Antimonfahlerze an Cd verarmen.

Cd-arm sind ferner auch die zum Teil sehr Zn-haltigen Tetraedrite vieler Pb-Zn-Vorkommen (z. B. Abfaltersbach, Kaltenegg,

Tab. 11. *Zn/Cd in ostalpinen Fahlerzen* [1]

Zn/Cd	Fundort	Nr.	Fahlerz-Varietät
10 –100	Myrthengraben	1	As-Zn-Td
(10)	Kotalm	10	Td
(70)	Schiedergraben	30	Td
(75)	Mitterberg	32	Hg-Td
	Brixlegg, Geyer	42	As-Zn-Td
(10)	Rellstal	65, 66	Td, Sb-Tn
(50)	Mt. Grave	69	As-Ag-Zn-Td
(100)	Kl. Grabans	77	**As-Zn**-Td
	Schwabegg	78	Ag-Hg-Td
(40)	Oberzeiring	79	**Ag**-Td
100— 300	Veitsch	6, 7	As-Zn-Td
	Erzberg	8	As-Td
	Kotalm	11	Td
	Mauterndorf	12	**Zn**-Td
	Zinkwand	16	As-Zn-Td
	Vöttern	18	As-Zn-Td
	Freying	19	As-Ag-Zn-Td
	Eschach	25	**Zn-Ag**-Td
	Mitterberg	31, 33	As-Zn-Td, Zn-Hg-Td
	Schwaz	54	**As**-Zn-Td
	Gand	59	As-**Hg**-Td
300— 1000	Kaltenegg	3	Td
	Schendlegg	4	As-Zn-Td
	Steinbauerngrube	5	**Zn-Hg**-Td
	Wetterbauersattel	9	As-Td
	Seekar	14	As-Td
	Hading	21	As-Ag-Zn-Td
	Vordergiglach	22	As-Zn-Td
	Neualm	23, 24	**As-Ag-Zn**-Td As-Ag-Zn-Td
	Eschach	26	As-Zn-Td
	Bromriese	28	As-Zn-Td
	Brunnalpe	41	As-Ag-Zn-Td
	Schwaz	47, 48 49, 50, 54 52, 56	As-(Ag)-**Zn**-Hg-Td As-Zn-Td As-Zn-Hg-Td, As-Td
	Gafleinstal	57	**Zn**-Td
	Gand	58	As-Zn-**Hg**-Td
	Serfaus	61	As-Zn-Hg-Td
	Bartolomäberg	62, 63	As-Ag-Zn-Td
	Dechant	72	As-**Ag**-Zn-Td

[1] Anmerkung zu Tab. 11: Td = Tetraedrit, Tn = Tennantit, Fettdruck bedeutet Me-reiche Fahlerzvarietät.

Zn/Cd	Fundort	Nr.	Fahlerz-Varietät
300— 1000	Gummern	73	**As**-Zn-Td
	Kerschdorf	74	**Zn**-Hg-Td
	Gočman	75	**Zn**-Td
	St. Martin-Rosegg	76	**Zn**-**Ag**-Td
1000—10.000	Seekar	13	**Zn**-Td
	Zinkwand	15	Ag-Zn-Td
	Vöttern	17	Bi-Ag-**Zn**-Td
	Bromriese	27	Ag-**Zn**-Td
	Röhrerbichel	37—39	As-Zn-Td
		40	Ag-Zn-Td
	Brixlegg	43—46	As-(Bi)-(Ag)-Zn-(Hg)-Td
	Schwaz	51	As-Zn-Td
		53	As-Ag-**Zn**-Hg-Td
		55	**As**-**Zn**-Hg-Td
	Gand	60	**As**-Zn-Tn
	Silbertal	64	As-Zn-Td
	Val Fex	67	Zn-Hg-Td
	Abfaltersbach	70, 71	Zn-Td, **Zn**-Td

Tab. 12. *Häufigkeit des Ge in ostalpinen Fahlerzen*

	Anzahl der Proben	Prozentanteil
über 0·01%	2	2·6
< 0·001—0·01%	25	32·5
nicht nachgewiesen	50	64·9

Dechant, St. Martin-Rosegg, Bartolomäberg, Silbertal). Besonders in den Hg-reichen und vorwiegend fahlerzführenden Vorkommen der Grauwackenzone tritt trotz hoher Zn-Gehalte im As-haltigen Tetraedrit das Cd gegenüber dem Zn stark zurück.

Germanium:

Die ostalpinen Fahlerze weisen gelegentlich Ge-Gehalte auf, die im Fahlerz von Kl. Grabans (Nr. 77) 0·047% Ge maximal erreichen. Am häufigsten ist das Ge als Gastelement in den Fahlerzen von Schwaz-Brixlegg, Nöckelberg und in verschiedenen Kärntner Vorkommen anzutreffen. Geringe Ge-Spuren sind manchmal in den Fahlerzen der Schladminger Vererzung enthalten.

Zinn:

Dieses Element ist ebenso wie das Ge nur ein seltener Gast in den ostalpinen Fahlerzen, wie die beigegebene Tabelle (Tab. 13) ausweist.

Tab. 13. *Häufigkeit des Sn in ostalpinen Fahlerzen und Enargiten*

% Sn	Anzahl der Proben	Prozentanteil
0·05 —0·1	1	1·3%
0·01 —0·05	5	6·3%
0·005—0·01	2	2·5%
0·001—0·005	23	29·1%
nicht nachgewiesen	48	60·8%

Zinnhaltig sind der Enargit vom Myrthengraben, die Fahlerze von Mt. Grave, Dechant, Abfaltersbach, Nöckelberg, Röhrerbichel, Gand, Seekar. Sn-Spuren sind ferner nachweisbar im Fahlerz von Oberzeiring, gelegentlich auch in der Schladminger Vererzung (siehe Seekar!) und in Schwaz.

1. Unterschiede im Mikro- und Makrochemismus bei ostalpinen Fahlerzen

Der Makro- und Mikrochemismus der Fahlerze wird durch verschiedene Faktoren bestimmt, von denen als wichtigste ein minerogenetischer Faktor (u. a. der Einfluß von Bildungstemperatur und Erzparagenese) und ein regional-geologischer Faktor hervorzuheben sind.

Die Abhängigkeit vom minerogenetischen Faktor zeigen die untersuchten Fahlerzproben (Nr. 13 bis 29) aus dem Bereich der Schladminger Vererzung. Soweit das geringe Probenmaterial es gestattet, ließe sich die Temperaturabhängigkeit am Beispiel dieses Erzbezirkes etwa, wie aus Tab. 14 folgt, darstellen.

Tab. 14. *Relative Unterschiede der Gehalte in Fahlerzen der Schladminger Vererzung*

As-Ni-Co-Vorkommen Zinkwand, Vöttern		Cu- (Kupferkies-Fahlerz-) Vorkommen Giglach, Neualm	Pb-Zn-Vorkommen Eschach, Bromriese	
As-Td	Td	As-Td	As-Td	Td
Bi		(Bi)		
	Ag	Ag (Au)		Ag
Zn		Zn		Zn
(Hg)		Hg	(Hg)	
	Fe	(Fe)		(Fe)
Cd		(Cd)		Cd
(Ge)		(Ge)	Ge	
Ni, Co		(Ni, Co)	(Ni, Co)	

Dieses Schema läßt sich in groben Zügen auch auf die anderen Fahlerzvorkommen übertragen. Bi ist für den höher (meso-) thermalen Bildungsbereich kennzeichnend. Die Fahlerze höherthermaler Vorkommen (z. B. Zinkwand-Vöttern, Dechant) sind Hg-arm; dies trifft aber auch für viele offenbar tiefthermale Bildungen zu (z. B. Vererzung der Trias). Das Ge ist vorzugsweise an As- und Hg-haltige Fahlerze gebunden. Das Ag ist vor allem in As-haltigen Tetraedriten höher temperierter Vorkommen (z. B. Dechant) oder in ausgesprochenen Sb-Fahlerzen tiefthermaler Bildung (z. B. Oberzeiring) anzutreffen. Das Cd ist vor allem in den bei tieferen Temperaturen ausgeschiedenen Sb-Fahlerzen, auch gegenüber Zn angereichert.

J. H. Bernard (Lit. 6) fand bei den Fahlerzen des Slowakischen Erzgebirges höhere Ag- und Hg-Gehalte für Tetraedrite der äußeren Vererzungszone charakteristisch; bei Zn, Pb, Cd, und Au konnte nur eine regionale Abhängigkeit nachgewiesen werden.

In der ostalpinen Erzprovinz überwiegen die regionalen Eigenheiten der Erzvorkommen. So sind die Fahlerze aus der Grauwackenzone und der Trias des Semmeringgebietes durch relativ höhere Gehalte an Se, manchmal auch Bi und Sn ausgezeichnet. Wie die folgende Zusammenstellung (Tab. 15) zeigt, unterscheiden sich die Fahlerze der westlichen Grauwackenzone von denen der östlichen, in der das Vorkommen von Kupferkies das des Fahlerzes eher übertrifft.

Tab. 15. *Regionale Charakteristik im Chemismus ostalpiner Fahlerze*

Bereich	Fahlerz im Durchschnitt	
	reich an	arm an
Östliche Grauwackenzone (einschließlich Mitterberg)	Sb, Cd (Hg)	Ag, Hg, Bi, Ge
Westliche Grauwackenzone	As, Ag, Hg, Bi, Ge, Zn	Cd
Schladminger Altkristallin	Ag, Bi, Zn, Cd, (Ni, Co)	Hg, Ge
Paläozoikum der Karawanken und Gailtaler Alpen	Ag, Cd, Ge, Zn, ± Sn	Bi, Hg, As
Bellerophonkalk	Ag, Cd, Sn, Zn	Hg, Bi, Ge

Die Fahlerze der Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone können bisweilen auch sehr Hg-reich sein (z. B. von der Steinbauerngrube [Nr. 5] oder vom Polster [Eisenerz] mit 13·2% Hg nach Hatle, Lit. 23). Allerdings ist der As-Gehalt gewöhnlich geringer als beim westlichen Vererzungstyp.

2. Vergleich mit anderen Ergebnissen der geochemischen Analyse der ostalpinen Erzprovinzen

Eine Übersicht über die Ergebnisse der Analysen ostalpiner Fahlerze bestätigt im wesentlichen die Erkenntnisse, welche bei der Untersuchung der Bleiglanze und Zinkblenden gewonnen worden sind (*E. Schroll,* Lit. 37, 40).

Das Bi ist für die Vererzung der Grauwackenzone wie auch für gewisse Vererzungszentren charakteristisch. Bi-Konzentrationen im Fahlerz gehen denen im Bleiglanz weitgehend parallel, wie aus Tab. 16 zu ersehen ist.

Tab. 16. *Bi-Gehalte in Fahlerzen und Bleiglanzen*

Fundort	Bleiglanz Bi%	Fahlerz Bi%
Myrthengraben	0·03—0·05	—
Gloggnitz, Riebeckitgneis	1	n. b.
Schendlegg	n. b.	0·50
Mauterndorf	0·5	0·20
Oberzeiring	0·0005	< 0·001
Eschach	0·0005	0·002
Bromriese	0·001	< 0·001
Leogang	0·0005	—
Schwaz, Bertastollen	0·05	0·3
Obernberg, Brenner	0·0005	0·001
Mt. Grave	0·0007	0·002
Abfaltersbach	0·005	0·01—0·04
Dechant	0·01	0·002

Auch das Verhalten des Sn entspricht den bisherigen Erfahrungen. Sporadisches Auftreten geringer Sn-Gehalte in Erzen des ostalpinen Paläozoikums und Altkristallins, höhere Sn-Konzentrationen in der periadriatischen und judikarischen Unterprovinz.

Das Auftreten von Ge in den Fahlerzen ist durchaus mit dem Verhalten der Zinkblenden zu vergleichen.

Vor allem Fahlerze aus der Grauwackenzone und dem übrigen Paläozoikum sind Ge-haltig. Fahlerze aus dem alpinen Mesozoikum haben sich im Gegensatz zu den Blenden bisher als Ge-frei erwiesen.

Tab. 17. *Sn-Gehalte in Fahlerzen und Blei- bzw. Zinkerzen*

Fundort	Bleiglanz Sn %	Zinkblende Sn %	Fahlerz (Enargit) Sn %
Myrthengraben	0·001—0·005	0·003	bis 0·1
Oberzeiring	0·001	0·01	0·001
Zinkwand	n. b.	0·01	—
Eschach	—	n. b.	—
Leogang	bis 0·001	0·01	bis 0·015
Schwaz, Bertastollen	—	n. b.	—
Obernberg	0·0005	—	—
Mt. Grave	bis 0·005	n. b.	0·01
Abfaltersbach	0·003	0·0005	0·01—0·03
Dechant	(> 1%)	n. b.	0·03

Tab. 18. *Ge in Fahlerzen und Zinkblenden*

Fundort	Zinkblende Ge %	Fahlerz (Enargit) Ge %
Myrthengraben	—	bis 0·002
Oberzeiring	0·005	—
Zinkwand	—	< 0·001
Leogang	0·03	bis 0·008
Obernberg	0·0005	—
Abfaltersbach	—	—
Kl. Grabans	0·005	0·047

Auch das Hg, obwohl dieses Metall in den Fahlerzen naturgemäß stärker angereichert werden kann als in den Zinkblenden, folgt wie schon oben ausführlich gezeigt (Tab. 9), gleichartigen regionalen Verteilungsgesetzmäßigkeiten.

3. Vergleich mit den Analysen außeralpiner Fahlerze

Die vorgelegten Analysen außeralpiner Fahlerze gestatten zwar durch ihre sehr geringe Zahl keine weitreichenden Schlüsse. Die Tetraedrite von Kapnik (Nr. 84, 85) zeigen aber, daß sie genau so arm an Ge, Hg, Bi und Sn sind, wie es nach Analyse der Blei-Zinkerze zu erwarten gewesen ist. Die slowakischen Fahlerze (Rosenau, Krombach, Kotterbach, Nr. 87 bis 90) erweisen sich denen von

Schwaz-Brixlegg sehr ähnlich, während der Tetraedrit von Schemnitz (Nr. 86) eher mit denen von Kapnik (Nr. 84, 85) verglichen werden kann. Die As-haltigen Fahlerze der Dinariden fallen durch hohe Gehalte an Bi, Hg und Spuren von Sn auf.

Für die weitreichende Förderung der vorliegenden Arbeit danken wir vor allem dem Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Wien, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* sowie Herrn Prof. Dr. *H. Haberlandt*. Für die Überlassung von Probenmaterial danken wir Herrn Prof. Dr. *H. Leitmeier* (Wien), Prof. Dr. *W. E. Petraschek* (Leoben), Prof. Dr. *F. Heritsch* (Graz), Prof. Dr. *B. Sander* und Prof. Dr. *A. Ladurner* (Innsbruck), Kustos Dr. Dipl.-Ing. *E. Krajicek* (Joanneum, Graz), Doz. Dr. *E. Zirkl* (Wien), Doz. Dr. *E. Siegl* (Leoben). Dr. *M. Brandenstein* (Wien), Dr. *E. Schmidegg* (Wien), Betriebsleiter *K. Bernadek* (Kupferbergbau Röhrerbühel) und Betriebsleiter *A. Aichner* (Abfaltersbach), Amtsrat *F. Hermann* (Villach), Herrn Oberbaurat *E. Hirn* (Hermagor) und Herrn *G. Tschabrunn* (Vadanz).

Herrn stud. phil. *H. Makart* (Wien) danken wir für einige chemische Kontrollanalysen auf As.

Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ist der eine Verfasser, *E. Schroll*, für die Gewährung einer Subvention aus den Mitteln der Dr.-Karl-Renner-Stiftung zu Dank verpflichtet.

Literatur

1. *Aigner, A.*, Die Mineralschätze der Steiermark. Graz 1907. — 2. *Anderson, J. S.*, Observations on the geochemistry of Indium. Ge chim. cosmochim. Acta *4* (1953), 225—240. — 3. *Azer Ibr., N.*, Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Fahlerze. Diss. Univ. Wien 1955. — 4. *Azer Ibr., N.*, Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze, Teil I und II. T. M. P. M. *6* (1957). — 5. *Berman, H.*, und *F. A. Goyer*, Re-examination of colusite. Am. Min. *24* (1939), 377. — 6. *Bernard, J. H.*, Preliminary report on the combination of calculations of the lattice constants with semiquantitative spectral-analyses of minerals for the geochemical research of ore veins. Věstník ÚÚG, roč. *32* (1957), 135—145. — 7. *Bernard, J. H.*, On the isomorphism of the elements in the group of tetraedrite. Roz. Česk. Akad. Ved *67* (1957), 1—30. — 8. *Bernard, J. H.*, und *J. Hak*, Tetraedrit-freibergit z Kutné Hory a Stáré Vožica. (Unveröffentlicht.) — 9. *Böhne, E.*, Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. A. Lf. *49* (1931), 1—105. — 10. *Bouska, V.*, Změna mřížkove konstanty Hg tetraedritu . . . Roz ČSAV *66* (1956), 13. — 11. *Brunlechner, A.*, Die Minerale des Herzogtums Kärnten. Klagenfurt 1884. — 12. *Colbertaldo, D.*, I giacimenti piombi zinciferi di Grigna e Pian Barco nelle Alpi Orientali. XIX. Int. Geol. Congr. Algier 1952. — 13. *Czermak, F.*, und *J. Schadler*, Vorkommen des Elements Arsen in den Ostalpen. T. M. P. M. *44* (1933), 1—67. — 14. *Fleischer, M.*, Minor elements in some sulfide minerals. Econ. Geol. *50* (1955), 970—1024. — 15. *Friedrich, O.*, Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand—Vöttern usf. Bg. hm. Jb. *81* (1933), 1—14, 54—61, 84—99. — 16. *Friedrich, O.*, Zur Geologie des Großarltales. Sb. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. I, *145* (1936), 121—153. — 17. *Friedrich, O.*, Über die Vererzung des Nockgebietes. Sb. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. I, *145* (1936), 227—258. — 18. *Friedrich, O.*, Zur Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex *1953*, 371—407. — 19. *Fugger, E.*, Die Mineralien des Herzogtums Salzburg. 1878. — 20. *Gasser, G.*, Die Mineralien Tirols, Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Innsbruck 1913. — 21. *Goldschmidt, V. M.*, Zur Geochemie des Germaniums. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. *33* (1933). — 22. *Gold-*

schmidt, V. M., Geochemistry, Oxford 1954. — 23. *Hatle, E.*, Die Minerale des Herzogtums Steiermark. Graz 1885. — 24. *Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie, Bd. I/2, Leipzig 1898. — 25. *Hohl, O.*, Die Fahlerzlagerstätte im Wetterbauergraben bei Mixnitz (Steiermark). Mitt. naturw. Ver. Stmk. *66* (1930), 186—200. — 26. *Kutina, J.*, Zur Frage der kristallchemischen und typochemischen Elemente. T. M. P. M. *6* (1957), 206—214. — 27. *Machatschki, F.*, Präzisionsmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fahlerze. Formel und Struktur derselben. Z. Krist. *68* (1928), 204. — 28. *Machatschki, F.*, Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien 1953. — 29. *Machatschki, F.*, Formel und Kristallstruktur des Tetraedrites. Norsk. geol. Tid. B. X. h. *1* (1928), 23—32. — 30. *Maucher, A.*, Erzmikroskopische Untersuchungen an Blei-Zink-Lagerstätten im Raume Trento (Norditalien). Mitt. Geol. Ges. Wien *48* (1956), 139—154. — 31. *Meixner, H.*, Mineralogisches zu *Friedrichs* Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex *1953*, 434—444. — 32. *Mutschlechner, G.*, Vom alten Bergbau am Falkenstein. Schwazer Bergbuch. Innsbruck 1952, 113—125. — 33. *Palache, Ch., H. Berman* und *Cl. Frondel, Dana's* System of Mineralogy *I* (1946). — 34. *Pauling, L.*, und *E. W. Neumann*, The crystalstructure of Binnite ... Z. Krist. *88* (1934), 54—62. — 35. *Rockenbauer, W.*, Spektrochemische Bestimmungen von Selen in ostalpinen Erzen. Diss. Univ. Wien 1956. — 36. *Schmidegg, O.*, Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkensteins. Schwazer Bergbuch, *1951*, 36—58. — 37. *Schroll, E.*, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. T. M. P. M. *5* (1955), 183—208. — 38. *Schroll, E.*, Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. Sb. Öst. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., Abt. I, *162* (1953), 21—332. — 39. *Schroll, E.*, Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten in Österreich). Mitt. Öst. Min. Ges. Sonderheft *2* (1953), 1—60. — 40. *Schroll, E.*, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil I. Mitt. Öst. Min. Ges. Sonderheft *3* (1954), 1—83. — 41. *Schwarz, F.*, Beitrag zur mineralogischen und geologischen Charakteristik der Lagerstätte Leogang. Bg hm. Mh. *94* (1949), 134—143. — 42. *Siegl, E.*, Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein. T. M. P. M. *2* (1951), 131—143. — 43. *Sigmund, A.*, Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909. — 44. *Sterk, G.*, Zur Kenntnis der Goldlagerstätte Kliening im Lavanttal. Carinthia *II* (1955), 39—59. — 45. *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. Leipzig 1957. — 46. *Tornquist, A.*, Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauerngänge. Sb. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, *142* (1933), 41—80. — 47. *Zepharovich*, Mineralogisches Lexicon für das Kaisertum Österreich. Wien 1859 bis 1893.

Bemerkungen zum Problem des Kristallwachstums

Von

H. Tertsch, Wien

(Eingegangen am 7. Juli 1958)

Seitdem *Niels Stensen (Nikolaus Steno)*, der Vater der wissenschaftlichen Kristallforschung, die Frage um das Kristallwachstum zum Hauptthema seines berühmten Werkes („... Dissertationis Prodromus", Florenz 1669) gemacht hatte, hat sich das Interesse an diesem Problem noch wesentlich vertieft. Besonders in den letzten Jahrzehnten versuchte man von mehreren Seiten her, der Lösung der scheinbar so einfachen, in Wahrheit aber überaus komplizierten und schwierigen Frage näher zu kommen. Die folgenden kurzen Bemerkungen sollen nun auf die vordringlichsten der dabei aufscheinenden Probleme nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse und Erfahrungen zusammenfassend aufmerksam machen.

Die Grundtatsachen

Schon die ersten Beobachtungen und Kristallisationsversuche ergaben unzweideutig, daß der Kristall durch parallelschichtige Anlagerung neuer Bausteine an der Oberfläche wächst (Appositionswachstum) und daß der Sättigungszustand der „Mutterlauge", sei es nun eine wässerige Lösung oder eine Schmelzlösung oder endlich eine Dampfphase, hierbei von besonderer Bedeutung ist.

Die Kristallbildung strebt einem Minimum der freien Energie zu, indem diese durch Zusammenschließen der energiegeladenen Bausteine weitestgehend gebunden wird. In einer untersättigten Lösung werden sich zwar vorübergehend auch einzelne, aneinanderprallende Bausteine zusammenschließen, aber ebensooft wieder auseinandergerissen werden, d. h. es kann zu keiner geregelten Kristallbildung kommen. Erst bei Übersättigung, wenn also eine Bildung von Kristallkeimen (Micellen) häufiger erfolgt als deren Wiederauflösung, wird eine wirkliche Kristallbildung stattfinden und je nach dem Übersättigungsgrad, der durch Lösungsgenossen stark beeinflußt werden kann, zu verschiedenen Formen (Kristallsand, Einzelkristalle, Skelettwachstum usw.) führen.

Es ist überraschend, wie weitgehend schon die überaus einfachen Anlagerungsvorstellungen von *Torbern Bergmann* und *R. J. Haüy* (Dekreszenzen) der Formbildung der Kristalle gerecht

zu werden vermochten. Dabei ging dieser erste Deutungsversuch von der Annahme vollkommen *gleicher* „Bausteine" oder „Moleküle" aus.

Diese Grundvorstellung galt auch noch seit der Aufstellung der Raumgitterformen durch *Frankenheim* und *Bravais*. Zunehmende Verfeinerungen der physikalischen und chemischen Untersuchungen von Kristallen und deren Symmetrieeigenschaften zwangen aber allmählich dazu, *die Gleichheit aller Bausteine aufzugeben* („Erweiterte Theorie" *L. Sohnkes*). Vollständig ausgebaut wurden diese Vorstellungen von *Fedorow* und *Schönflies* (230 Raumgruppen).

Aber wenn sich diese strukturtheoretischen Annahmen bei der Anwendung der Röntgenkristallographie auch vollinhaltlich bewahrheiteten, erhöhten sie anderseits in bedeutendem Maße die Schwierigkeiten, die sich einer Deutung des Anlagerungswachstums entgegensetzen. Die Unterscheidung homöopolarer und heteropolarer Strukturen, wie sie im Feinbau beobachtet werden, komplizieren das Problem außerordentlich.

Bei heteropolaren Strukturen gelang allerdings eine Deutung der Bildung der rasch wachsenden Nebenflächen gegenüber den langsam wachsenden Hauptflächen (*Haüys* „Primitivformen") mit Hilfe des Begriffes der „Übergangsschicht △" wie sie *Niggli* in die Diskussion einführte (Lit. 10), aber selbst in dieser Trachtfrage kam es zu keiner vollständigen Lösung, da für homöopolare Strukturen elektrostatische Kräfte nicht zur Erklärung orientierter „Bindungskräfte" herangezogen werden können, aber anderseits auch nicht der Gedanke einer „dichtesten Kugelpackung" verwendbar ist, wenn man den Einzelbausteinen in diesen Fällen nicht Formen zuschreiben will, die von der Kugelform mehr oder weniger weit abliegen („Raumerfüllungsfragen", *Tertsch*, Lit. 15).

Das Auftreten von Kristallskeletten einerseits, oder von „Notflächen" (*Becke*, Lit. 1) anderseits ließ sich mit der alten Vorstellung noch ganz gut verstehen. Anders aber stand es mit den so häufig vorkommenden Wachstumsunregelmäßigkeiten an der Oberfläche normaler Kristalle, den Vizinalflächen und ähnlichen „Schönheitsfehlern". Auch die so oft zu beobachtenden Einschlüsse aller Art bereiten dieser einfachen Vorstellung des Anlagerungswachstums erhebliche Schwierigkeiten.

Ganz besonders schwerwiegend waren und sind aber die überaus zahlreichen Erfahrungen, die man bei Untersuchung des plastischen Verhaltens so vieler Kristalle, vor allem bei Metallgüssen, gewann. Hierbei spielen die sogenannten „Versetzungen" (dislocations) verschiedenster Art, das Auftreten von Unstimmigkeiten im Gitterbau und allenfalls deren Wanderungen bei mechanischer Beanspruchung eine bedeutende Rolle (vgl. dazu zahlreiche aufschlußreiche Arbeiten von *A. Kochendörfer*, besonders Lit. 8). Auch in diesen Fällen geht man nicht auf den eigentlichen Feinbau, das Atomgitter, zurück, sondern betrachtet in willkürlicher Vereinfachung die „Moleküle" als Bausteine, ebenso, wie dies seinerzeit

Bravais tat. Wieder ist es dabei nicht nur interessant, sondern auch erstaunlich, wie weitgehend trotz dieser Vereinfachung die theoretisch errechneten physikalischen Verhältnisse sich mit den Erfahrungen in der Praxis decken.

Ähnlich so erging es mit der Berücksichtigung der *Konzentrationsverhältnisse* in der Mutterlauge eines wachsenden Kristalles. Dabei ist auseinanderzuhalten die *Bildung von Kristallkeimen* (Micellen) und das *Anwachsen* dieser zu sichtbaren Kristallen (vgl. dazu die Darstellung *Nigglis,* Lit. 10).

Ein *Kristallkeim* ist jedenfalls *nicht* durch ein *einzelnes* Atom oder Ion gegeben. Das zeigt sich am klarsten bei der Ausbildung polymorpher Modifikationen, die ja bei gleichem chemischem Bestand wesentliche Verschiedenheit des Feinbaues aufweisen. Der „Keim" muß also schon unbedingt die Grundlinien des späteren Kristalles in sich enthalten, was nur durch eine kristallonomisch bedingte *Aggregation mehrerer Atome* (Ionen) möglich ist.

So ist z. B. für den Diamant die Bildung eines zentrierten Tetraeders von Kohlenstoffatomen (C + 4 C) das Wahrscheinliche, für Graphit dagegen die Bildung von Sechserringen, die sich zu Netzebenen mit Wabenstruktur zusammenschließen. Für heteropolare Strukturen, wie etwa beim Steinsalz, ist ein „Keim" wahrscheinlich, der einer räumlichen Schachbrettanordnung entspricht, eine Würfelform, die tetraedrisch in 4 Ecken mit Na, in den restlichen 4 Ecken mit Cl besetzt ist. Bei Zinkblende, die „geometrisch" Diamantstruktur besitzt, sind die tetraedrischen Keime mit einem Zn-Atom im Mittelpunkt und 4 S-Atomen in den Ecken (oder umgekehrt) besetzt usw. Jedenfalls muß *der Kristallkeim feinbaulich ganz eindeutig ausgebildet* sein.

Bezüglich des *Wachstums* solcher Keime zu deutlichen Kristallen liegen eingehend durchgearbeitete Theorien vor (*M. Volmer,* Lit. 18, *W. Kossel,* Lit. 9, *J. N. Stranski,* Lit. 13). Sie gehen von dem Gedanken aus, daß die in der Lösung herumwirbelnden, energiegeladenen Bausteine durch Aggregation den Energiegehalt gegenseitig in zunehmendem Maße binden und dadurch nach außen einem Energieminimum zustreben.

Werden zwei Teilchen durch Anlagerung verbunden, dann ist damit der Beginn einer Bausteinkette gegeben, deren freie Enden energetisch am wirksamsten sind und daher zu neuen Anlagerungen führen. Erfolgt eine Bausteinanlagerung seitlich einer Kette, dann bilden sich flächige, „zweidimensionale Keime" *(Volmer),* die eine starke Anziehung an den Rändern zeigen, auf der Schichtfläche selbst aber nur geringe Außenwirkung besitzen. Ein solcher zweidimensionaler Keim hat eine ziemliche *„Ausbreitungsgeschwindigkeit"*, aber nur eine sehr geringe *„Verschiebungs*geschwindigkeit" senkrecht zur Fläche.

Die geringe Anziehung, die sich normal zu einer Schichtfläche geltend macht, hat zur Folge, daß anprallende Teilchen sich oft nicht festsetzen, da ihre Bindungsrichtungen mit jenen, die von der Fläche ausstrahlen, nicht übereinstimmen. Dagegen kann ein

Wandern entlang einer solchen Fläche stattfinden, was gelegentlich dazu führen kann, daß nach einer gewissen „Verweilzeit" sich doch noch eine Lage findet, in der das ankommende Teilchen endgültig festgehalten werden kann. So einfach also die Bildung von Ketten oder zweidimensionalen Keimen möglich sein dürfte, so schwierig scheint es, an einer gegebenen, idealen Kristallfläche eine Anlagerung durchzuführen.

Das würde zu dem Schluß führen, daß zuerst eine Kristallfläche durch „Ausbreitung" zu einer vollen Ebene anwächst und erst dann in der Flächennormale durch Anlagerung flächiger Keime eine „Verschiebung" (Dickenwachstum) zustande kommt. Da es nicht allzu schwer ist, in einfachen Fällen die Hauptbindungsenergien zahlenmäßig zu bestimmen, läßt sich errechnen, unter welchen Konzentrationsbedingungen ein Anlagerungswachstum stattfinden kann [1].

Nach *Volmer*s Theorie ist das Kristallwachstum von der Zahl der gebildeten Keime, d. h. vom Grad der Übersättigung abhängig und nur so lange möglich, als *neue* Keimbildungen erfolgen. Sonach könnte ein Kristall nur bis zu einer bestimmten Übersättigung wachsen, bei *Unterschreitung* dieser kritischen Übersättigung wäre mangels neuer Keimbildungen ein Weiterwachsen unmöglich. Zahlreiche Versuche lieferten aber das merkwürdige Ergebnis, daß ein Fortwachsen auch bei Unterschreitung der kritischen Übersättigung stattfinden kann.

Ideal- und Realkristall [2]

Die merkwürdige Tatsache, daß bei sorgfältigster Berücksichtigung des Feinbaues des wachsenden Kristalles der wirkliche Wachtumsvorgang in seinen letzten, praktischen Auswirkungen immer noch ungeklärt blieb, ließ darnach suchen, welche der Grundvorstellungen änderungsbedürftig sind.

Es liegt hier ein ähnlicher Fall vor wie bei der Spaltbarkeit (vgl. Lit. 15), wo sich aus dem Feinbau unter Berücksichtigung der elektrostatischen Bindungen zwar die kristallographisch wahrscheinlichste Lage von Flächen geringster Kohäsion (Spaltmöglichkeit) errechnen läßt, man dabei aber zu Größen gelangt, die in keiner Weise mit der um mehrere Zehnerpotenzen höheren Zerteilungsmöglichkeit, wie man sie aus der Praxis kennt, in Einklang zu bringen sind.

Die Lösung dieser Schwierigkeiten liegt in der von *C. G. Darwin* bzw. *M. J. Buerger* geschaffenen und von *A. Smekal* (Lit. 12) immer

[1] Auf den grundsätzlichen Unterschied zwischen der modernen Theorie und den *Haüy*schen Dekreszenzen (Bedeutung der Haupt*bindungsrichtungen* gegenüber der Baustein*form*) trotz großer äußerer Ähnlichkeit hat schon *P. Niggli* (Lit. 10) nachdrücklichst hingewiesen.

[2] Vgl. dazu *H. Tertsch:* „Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle", Springer, Wien 1949.

wieder betonten Gegenüberstellung von Ideal- und Realkristall, die sich für die Behandlung von Fragen des Kristallbaues als sehr fruchtbar erwies. Je genauer und tiefergehender die physikalische Überprüfung der Kristalle geht, desto deutlicher wurde es, daß es überhaupt *unter keinen Umständen* Kristalle gibt, die vollkommen *störungsfrei und fehlerlos* wären. Auch der scheinbar reinste Realkristall zeigt sich z. B. bei lichtelektrischen Untersuchungen mit Baufehlern behaftet, die die Annahme eines gittermäßig idealen Aufbaues ganz unmöglich machen. Der von *Smekal* eingeführte Begriff der „Lockerstellen" im Feinbau, die Vorstellung einer Mosaik- oder Verzweigungsstruktur der Realkristalle hatten mit einem Male die Möglichkeit geboten, die tatsächlichen Spaltverhältnisse mit den aus dem Idealgitter errechneten in Beziehung zu bringen.

Genau in der gleichen Lage befindet sich das Problem des Kristallwachstums. Solange man am Idealbau des Einzelkristalles festhielt, geriet man in ein Wirrsal miteinander unvereinbarer Erfahrungen und Deutungen. Mit dem Gedanken des Mosaikaufbaues der Kristalle gewinnt aber die Frage ein ganz anderes Ansehen.

Hier ist es nicht mehr das Einzelatom (Ion), das als neu sich anlagernder Baustein in Erscheinung tritt, sondern in diesem Falle handelt es sich um das mehr oder weniger geordnete Anlagern und Zusammenschichten von „Gitterblöcken", also von „Bausteinen" bedeutend größerer Ausmaße, die nunmehr die seinerzeit den „Molekülen" zugeschriebene Rolle übernehmen. Es ist dabei wahrscheinlich, daß diese „Bausteine" (Gitterblöcke) Seitenlängen zwischen 10^{-7} und 10^{-4} cm besitzen, d. h. Ausmaße zeigen, die auch schon mikroskopisch meßbar werden können. Das Auftreten von „Schichtpaketen" von 10^{-5} bis 10^{-4} cm Dicke (also 0·1 μ bis 1 μ) war auch schon lange bei Translationen (Blattgleitungen) beobachtet und eingehend gemessen worden (vgl. *A. Johnsen,* Lit. 6, *M. Straumanis,* Lit. 14, *M. Renninger,* Lit. 11). Die gleichen „Schichtdicken" findet man auch bei vielen Hügeln, die durch „Vizinalflächen" gebildet werden. Alles deutet darauf hin, daß als übergeordnete höhere *Baueinheit* nicht der Kristallkeim allein, sondern umfänglichere Bauelemente, nämlich die *Gitterblöcke,* dienen. *A. R. Verma* (Lit. 17) konnte bei wachsenden SiC-Kristallen an den Wachstumsspiralen (vgl. unten) Stufen beobachten, die in ihrer Dicke der Höhe einer Elementarzelle (Röntgen) entsprechen, oder auch Stufenhöhen, die ein Vielfaches der Größe der Elementarzelle zeigten [3].

[3] Interessanterweise ergaben sich auch Beziehungen zwischen den Ausmaßen der Stufenhöhen und den verschiedenen, polymorphen Modifikationen.

In diesem Zusammenhang sind auch die von *W. Kleber* (Lit. 7) im Anschluß an das Wachstumsmodell von *Stranski* (Lit. 13) gebotenen Darlegungen über Fragen der „Adsorption und Epitaxie" von besonderem Interesse und fügen sich dem hier vorgelegten Gedankengang klaglos ein.

Die Annahme von Gitterblöcken als höhere Baueinheiten läßt auch verstehen, warum alle Deutungsversuche, die stofflich-*gleiche* Bausteine voraussetzen, den wirklichen Verhältnissen so merkwürdig gut entsprechen konnten, wogegen Versuche, die auf den Einzelbaustein des Gitters zurückgreifen, also mit verschiedenen Bausteinen arbeiteten, versagten. Es scheint nunmehr als vordringliche Aufgabe, die *Ausmaße* der an den wachsenden Kristall sich anlagernden *Gitterblöcke* und deren Abhängigkeit von verschiedenen physikalischen Bedingungen (Wärmezustand, Wärmeleit- und Diffusionskonstante usw.) möglichst genau zu bestimmen.

Es ist natürlich klar, daß es sich hier nicht um Messungen handelt, die für jeden einzelnen Stoff unter gegebenen Begleitumständen absolut gleiche Zahlenangaben liefern können. Die Gitterblöcke werden in der Größe innerhalb gewisser Grenzen schwanken, aber es erscheint wichtig, diese Grenzen genauer abzustecken. Die Möglichkeiten der Verwendung eines Elektronenmikroskopes sollten in weitestgehendem Maße ausgenützt werden. Bei dieser Gelegenheit könnte vielleicht auch die Frage um Größe und Aussehen der eigentlichen *Kristallkeime*, der Micellen, eingehender behandelt werden.

Aber auch die Verwendung einheitlicher Bausteine (Gitterblöcke, „Molekel") bei dem Aufbau des Realkristalles ließ noch nicht erkennen, wie es möglich sein kann, Anlagerungen neuer Bausteine an den wachsenden Kristall zu erreichen bei Konzentrationen, die *unter* jener Übersättigungskonzentration liegen, wie sie nach der bestehenden Theorie die notwendige Voraussetzung für eine solche Anlagerung wäre.

Auch dieser Widerspruch zwischen der so einleuchtenden Theorie des Wachstums bei Kristallen und den tatsächlichen Beobachtungen löst sich, wenn man grundsätzlich vom Idealkristall absieht und sich dem Bau der Realkristalle zuwendet. Bei diesen wird *niemals* die Kristalloberfläche durch geometrisch einheitlich, *glatte Ebenen* gebildet, sondern der Zusammenschluß der verschiedenen Gitterblöcke zum wachsenden Kristall wird immer mit mehr oder weniger deutlichen Orientierungsfehlern bzw. Größenverschiedenheiten der Blöcke verbunden sein. Es wird eine Art „hypoparallele" Anlagerung der Bausteine erfolgen mit Lückenbildungen, Fehlorientierungen usw., wodurch es nie zu der Ausbildung einer völlig glatten Fläche kommt. Was sich an manchen Kristallbildungen (z. B. sehr oft beim Bleiglanz) schon äußerlich zeigt, wird im Feinbau, in der Mosaikstruktur der Kristalle überall zum Vorschein kommen und wurde ungezählt oft bei gonio-

metrischen Untersuchungen an den mehr oder minder deutlichen Verzerrungen der Goniometersignale erkennbar.

Solche Fehlerstellen verhalten sich dem Wachstum gegenüber genau so, wie die Enden der Bausteinketten oder die Ränder der flächigen Keime. Hier ist *keine Neubildung* von Keimen nötig, um eine Anlagerung zu erzielen, sondern die an solchen Fehlerstellen noch frei wirkenden Energien reichen aus, um die bestehenden, losen Keime (Bausteine, Gitterblöcke) kristallonomisch einzugliedern. Darauf beruht die Bedeutung der in den letzten Jahren so vielfach beobachteten und studierten Formen des „Spiralwachstums". Diese ganz merkwürdige Wachstumsform, auch als „Schraubenversetzung" bezeichnet, wurde von *W. H. Burton* (Lit. 4), ganz besonders tiefgehend aber von *F. C. Frank* (Lit. 5) studiert. Sehr aufschlußreiche Beobachtungen hauptsächlich bei organischen Verbindungen, die aus der Dampfphase kristallisieren, stammen von *M. Brandstätter* (Lit. 3).

Bei etwas schiefer Anlagerung eines neuen „Bausteines" wird an der wachsenden Fläche eine Ecke oder Kante herausragen, entsprechend einem „Kettenende" oder dem „Rand" einer Bausteinschicht. An solchen Stellen kann also ohne Neubildung von Kristallkeimen dank dem größeren Anteil an noch freier Energie ein Weiterwachsen, eine weitere Anlagerung erfolgen.

Versucht man sich ein Bild von dem mechanischen Ablauf einer Anlagerung an eine aus der Fläche hervorragende Bausteinecke oder -kante zu machen, dann ergibt sich, daß das weitere Wachstum in Spiralform vor sich geht, wobei die weitere Anlagerung an der Außenseite der Spiralstufe erfolgt, die Spiralspitze sich aber gleichzeitig nach innen dreht. Es ist ein Wachstum in zwei Richtungen zugleich, was praktisch zur Folge hat, daß das Zentrum der Spirale annähernd unverändert bleibt.

Während die bisher besonders bei Gleitungen so oft beobachteten „Versetzungen" (dislocations) (Stufenversetzung), immer in einer Ebene, die als Gleitebene dient, bleiben, bieten die Schraubenversetzungen die Möglichkeit, *aus der Einzelebene herauszutreten* und so „dreidimensional" zu wirken. *Diese Raumwirkung der Schraubenversetzungen ist es, die für das Weiterwachsen von Kristallflächen von grundsätzlicher Bedeutung ist. A. Kochendörfer* (Lit. 8) hat in klarer Weise die merkwürdigen Beziehungen zwischen den flächigen „Stufenversetzungen" und den räumlichen „Schraubenversetzungen" dargelegt und damit eine theoretische Erfassung dieser Fehlerstellen und ihrer Auswirkungen ermöglicht.

Da nach *Brandstätter* sehr leicht der Fall eintreten kann, daß nach einigen Umläufen die Spirale sich schließt und so in ein „Schichtsystem" übergeht, sind alle Übergänge zwischen Spiral- und Schichtwachstum möglich. Bemerkenswert ist es auch, daß die Bausteine, die auf die Spiralfläche auftreffen,

nicht sofort angelagert werden, sondern an den Spiralrand wandern. Damit erhöhen sich fortdauernd Durchmesser und Zahl der Windungen, ohne daß aber die Dicke der einzelnen Schicht (Stufe) wächst. Die Stufenhöhe bleibt bei dem gleichen Spiralenwachstum immer gleich.

Bezeichnend ist die Abhängigkeit der Spiral*form* von dem Konzentrationsgrad. Ist die Übersättigung sehr gering, die Bewegung der Bausteine ziemlich langsam, dann machen sich in der Spiralform die Symmetrieeigenschaften der wachsenden Kristallfläche dadurch deutlich erkennbar, daß sich *eckige* Spiralformen entsprechend der Flächensymmetrie bilden. Bei zunehmender Übersättigung, also bei rascherem Wachstum, behalten dagegen die auf die Spirale auftreffenden Bausteine offenkundig nicht genug Zeit, um sich ganz der Kristallsymmetrie zu fügen, und die Spiralen nehmen runde Formen an.

Im Zusammenhang mit dem nun schon so vielfach beobachteten Spiralwachstum, das nur durch eine Mosaik- oder Verzweigungsstruktur gedeutet werden kann, gewinnen die *Vizinalflächen,* oder richtiger die von Vizinalflächen begrenzten Wachstumshügel (*„Vizinalhügel"*) auf einzelnen Kristallflächen besondere Bedeutung. Es handelt sich dabei sicher nicht um nebensächliche „Schönheitsfehler", sondern um typische und sehr wesentliche *Wachstumsformen*, die in dieser Hinsicht eine erhöhte Aufmerksamkeit beanspruchen können. Als störende Erscheinungen bei goniometrischen Kristallmessungen sind sie schon lange bekannt und vielfach beschrieben. Ihre Deutung blieb aber immer noch umstritten (vgl. *J. Beckenkamp,* Lit. 2, und *G. Wulff,* Lit. 20). *A. R. Weill* (Lit. 19) bringt Aufnahmen, die bei dem Quarz die Beziehungen zum Spiralwachstum erkennen lassen.

Zusammenfassung

Als besonders wichtige, zur Lösung des Problems vom Kristallwachstum erforderliche Teilaufgaben ergeben sich: 1. Bestimmung der Größe und Form der Gitterblöcke und Kristallkeime (Micellen), die zu einem Kristall zusammentreten, 2. Ermittlung der unter sonst gleichen Bedingungen untersten Grenze der Übersättigung, bei der noch Wachstum beobachtet wird, 3. genaues Studium der mit Vizinalflächen begrenzten Wachstumhügel (Vizinalhügel) im Sinne einer Schraubenversetzung.

Literatur

1. *Becke, F.,* Tscherm. min. petr. Mitt. *26* (1907), 403. — 2. *Beckenkamp, J.,* Z. Krist. *36* (1902), 111. — 3. *Brandstätter, M.,* Z. Elektrochem., Ber. Bunsenges. f. phys. Ch. *56* (1952), 968 und *57* (1953), 438; Die Pyramide (Innsbruck) *4* (1954) 30. — 4. *Burton, W. K., N. Cabrera* und *F. C. Frank,* Nature 163 (1949),

398; Phil. Trans. Roy. Soc. *243* (A) (1951), 299. — 5. *Frank, F. C.*, Z. Elektrochem., Ber. Bunsenges. f. phys. Ch. *56* (1952), 429. — 6. *Johnsen, A.*, N. Jahrb. Min. II, *1902*, 133. — 7. *Kleber, W.*, Fortschr. Min. *36* (1958) 38. — 8. *Kochendörfler, A.*, Z. Elektrochem., Ber. Bunsenges. f. phys. Ch. *56* (1952), 283. — 9. *Kossel, W.*, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen *1927*, 135. — 10. *Niggli, P.*, Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie, 3. Aufl., Bd. I, Gebr. Borntraeger, Berlin 1941. — 11. *Renninger, M.*, Z. Krist. Min. Petr., Abt. A *89* (1934), 344. — 12. *Smekal, A.*, Z. Ver. Dtsch. Ing. *72* (1928), 667; Mitt. Staatl. techn. Versuchsamt *16*, 1.—3. H.; Z. Krist. Min. Petr., Abt. A *89* (1934), 386; Nova Acta Leopoldina *9* (1940), 15. III. — 13. *Stranski, J. N.*, Z. phys. Ch. *136* (1928), 259, Bull. Soc. Franç. Min. Crist. *79* (1956) 360. — 14. *Straumanis, M.*, Z. Krist. Min. Petr., Abt. A *83* (1932), 29. — 15. *Tertsch*, H., Z. Krist. *58* (1923), 293; N. Jahrb. Min., BB *57*, Abt. A (1927), 63; Tscherm. min. petr. Mitt. *39* (1928), 1. — 16. *Tertsch, H.*, Tscherm. min. petr. Mitt. *35* (1921), 13; Centralbl. Min. *1929*, Abt. A *79*. — 17. *Verma, A. R.*, Z. Elektrochem., Ber. Bunsenges. f. phys. Ch. *56* (1952), 268. — 18. *Volmer, M.*, Z. Phys. Ch. *102* (1922), 267; Kinetik der Phasenbildung, Steinkopf, Dresden und Leipzig 1939. — 19. *Weill, A. R.*, Compt. rend. *235* (1952), 256. — 20. *Wulff, G.*, Z. Krist. *34* (1901), 449; *45* (1908), 433.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien

Antigorit von Kirunavaara

Von

F. Hofer

(Eingegangen am 31. Juli 1958)

Auf einer Halde der Erzgruben von Kirunavaara fand Kollege *G. Listabarth* vom Geologischen Institut der Universität Wien eine bemerkenswert schöne Stufe mit wunderbaren, scheinbar rhombisch ausgebildeten $1^1/_2 \times {}^1/_2$ cm großen dicken Blättchen, manchmal auch von tetragonal prismatischem Habitus; diese stellten sich auf Grund einer genaueren chemischen und röntgenographischen Untersuchung als Antigoritkristalle heraus. Dem makroskopischen Aussehen nach könnte man sie für einen etwas entfärbten Bronzit halten. Es bestünde jedoch die Möglichkeit, daß es sich um eine Pseudomorphose von Antigorit nach Bronzit handelt, obwohl sich die einzelnen Blättchen, von denen ich Laue-Aufnahmen machte, als einwandfreie Einkristalle mit Fehlordnungen erwiesen haben. Dagegen ergab die Laue-Aufnahme eines als Bastit (Lit. 1) (Schillerspat von Tirol) in der Sammlung des Mineralogischen Institutes eingereihten Minerals nicht das Bild eines Einkristalles, sondern eines Kristallaggregates.

Die Mineralstufe setzt sich aus lichtolivgrünen meist plattigen Kristallen (Lit. 2) zusammen, die sich unregelmäßig gegenseitig durchdringen. Winzige Magnetitkristalle sind ein- bzw. aufgewachsen, daneben vervollständigen Calcitkristalle die Paragenese.

Eine kristallographische Vermessung der Kristalle am Reflexionsgoniometer war nicht möglich, da nur die (001)-Flächen gut ausgebildet sind, nach denen auch eine sehr vollkommene Spaltbarkeit zu beobachten ist. Die Härte beträgt $3^1/_2$ und die Dichte wurde nach der Schwebemethode mit 2·56 ($\pm$ 0·01) bestimmt.

Die der chemischen Analyse vorangegangene semiquantitative, spektographische Untersuchung, die in dankenswerter Weise von

Frau Dr. *H. Brandenstein* im Spektrochemischen Labor des Herrn Doz. Dr. *E. Schroll* durchgeführt wurde, ergab:

Hauptmenge	Mg, Si
2—3%	Fe
zirka 0·1%	Al
zirka 0·01%	Ca, Mn, P
zirka 0·001%	Ti, Cu, V

Die chemische Analyse zeigte folgende Werte (Lit. 3):

	Gewicht %	Mol. Gew.	Mol. Quot. × 1000	
SiO_2	42·88	60	715	718
Al_2O_3	0·27	102	3	
MgO	41·33	40	1033	1064
FeO	2·25	72	31	
H_2O	13·12	18	729	(= OH : 1458)
Gesamt	99.85			

Das ergibt die kristallchemische Formel:

$$^{2}_{\infty}\ (OH)_4\ (Mg,\ Fe)_3\ [(Si,\ A)l_2\ O_5]\ \text{(Lit. 3, 4)}$$

oder genauer:

$$^{2}_{\infty}\ (OH)_4\ (Mg_{2\cdot922}\ Fe_{0\cdot074})\ [(Si_{1\cdot991}\ Al_{0\cdot009})\ (O_{4\cdot983}\ OH_{0\cdot017}]$$

Die Bestimmung der Gitterkonstanten erfolgte aus drei voneinander unabhängigen Drehkristallaufnahmen mit einer Cu-Röhre und die Bestimmung des Winkels zwischen a und c auf Grund einer Weißenberg-Äquatoraufnahme um [010]. Es wurden folgende Werte vermessen, die hier mit den in der Literatur aufscheinenden Werten verglichen werden:

	E. Aruja (Lit. 5)	*Brindley* (Lit. 2)	*Whittaker, Zussman* (Lit. 6)	Eigene Ergebnisse
a	43·39	5·322	5·34	8 × 5·30
b	9·238	9·219	9·2	9·17
c	7·265	2 × 7·265	14·63	14·63
β	91·40'	90°	90°	90°

Beim Tempern bei einer Temperatur von 1050° ging der Antigorit in Forsterit (Lit. 7) und Klinoenstatit über, was sich aus dem Pulverdiagramm der Röntgenaufnahme deutlich zeigen ließ.

Bei dem Antigorit von Kirunavaara handelt es sich um einen Orthoantigorit mit einer Überzelle auf Grund einer Fehlordnung in Richtung der a-Achse; diese Zelle weist in dieser Richtung den achtfachen Wert von a auf. Die chemische und röntgenographische Untersuchung stimmt weitgehendst mit den in der Literatur aufgezeigten Werten überein. Ob es eine Pseudomorphose von Antigorit nach Bronzit ist, kann hier nicht festgestellt werden, da die Meinungen, ob Pseudomorphosen nur eine Vielheit von Kristallen darstellen oder auch in Einkristallen verwirklicht sind, noch sehr weit auseinandergehen.

Ich danke Herrn Professor *Machatschki* für die Anregung zu dieser Arbeit und die Ermöglichung zu deren Durchführung. Herrn Doz. *Preisinger* bin ich für die Überprüfung der Röntgendiagramme zu Dank verpflichtet und Herrn Doz. *Schroll* für die Ermöglichung der Durchführung der spektrochemischen Analyse. Herrn Kollegen *Listabarth* sei hier der Dank für die Überlassung der Mineralstufe ausgesprochen.

Literatur

1. *Hess, H. H., R. J. Smith,* und *G. Dengo,* Amer. Min. *37* (1952), 68. — 2. *Brindley, G. W.,* und *O. von Knorring,* Amer. Min. *39* (1954), 794. — 3. *Machatschki, F.,* Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. S. 3. Springer, Wien 1953. — 4. *Zussman, J.,* Amer. Min. *41* (1956), 148. — 5. *Aruja, E.,* Min. Mag. *27* (1944), 65. — 6. *Whittaker, E. J. W.,* und *J. Zussman,* Min. Mag. *31* (1956), 107. — 7. *Brindley, G. W.,* und *J. Zussman,* Amer. Min. *42* (1957), 461.

Aus der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal und dem Mineralogischen Institut der Universität Wien

Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen

Von

I. Janda und **E. Schroll**

Mit 4 Textabbildungen

(Eingegangen am 20. September 1958)

Im Rahmen einer geochemischen Untersuchung über Spurenelemente in Graphiten [1], welche auch den Gehalt an Bor berücksichtigt, erwies es sich, daß über das Vorkommen dieses Elementes in Kohlen, das erstmals von *V. M. Goldschmidt* und *C. Peters* (Lit. 5) festgestellt worden war, noch nicht allzuviel in der weiteren Literatur (siehe unter anderem Lit. 2 bis 10, 13, 14) bekanntgeworden ist. Es wurden daher 35 Kohlenproben und bitumenhaltige Gesteine hauptsächlich ostalpiner Herkunft untersucht. Die Verfasser sind sich bewußt, daß der statistische Umfang des untersuchten Materials sehr gering ist. Trotzdem ergeben sich gewisse Ausblicke auf Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung des Bors in kohlenstoffhaltigen Gesteinen. Die Kohlengesteine stammen aus einer Analysenserie von zirka 120 Proben, welche in gemeinsamer Arbeit mit *W. E. Petraschek* (Leoben) auf Spurenelemente (Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Ti, Tl, V, Zn) emissionsspektrographisch untersucht worden sind [2]. Die Proben wurden von Prof. Dr. *W. E. Petraschek* und von einem der Verfasser aufgesammelt. (Siehe Aufstellung des Probenmaterials, Tab. 1.)

Für die emissionsspektrographische Analyse des Bors wurde in Anlehnung an die von *L. H. Ahrens* (Lit. 1) vorgeschlagene Methode nachstehendes Verfahren entwickelt.

[1] Das Ergebnis dieser Arbeit, welche 24 Elemente in 104 Graphitproben erfaßt, wird in einer folgenden Publikation niedergelegt werden.

[2] Zur Zeit noch unveröffentlicht.

Tab. 1. *Aufstellung des Probenmaterials. Die laufenden Nummern sind mit denen einer später erscheinenden Arbeit* (siehe Anmerkung 2) *ident*

Lauf. Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
3	Amaliendorf, Schrems, n.-ö. Waldviertel, herrschaftl. Torfstich	Schwarzer fettiger Torf	S[1] 1958
4	Amaliendorf, Schrems, n.-ö. Waldviertel, herrschaftl. Torfstich	In den Torf eingelagertes Holz (Pinus)	S 1958
9	Neusiedler See, Hansag	Vertorfte Wasserpflanzenreste (Schilf)	S 1958
12	Zillingdorf, N.-Ö., gr. Tagbau 2 km östl. Zillingdorf-Werk	Weichbraunkohle aus Oberflöz	S 1956
19	Ampflwang-West Hinterschlager	Gelbe Schwelkohle (schwarzer Anteil)	P[1] 1956
23	Gradisnik, Karawanken (Kärnten)	Mattbraunkohle	P 1956
26	Ritzing (Bgld.), Halde	Weichbraunkohle (Xylit), stückig	S 1958
31	Tauchen (Bgld.)	Stückige Weichbraunkohle	P 1956
37	St. Stefan, Lavanttal (Kärnten), Hangendflöz	Mattbraunkohle	P 1956
38	St. Stefan, Kuchlerflöz	Mattbraunkohle	P 1956
40	Penker, Turriawald	Weichbraunkohle	P 1956
45	Rosenthaler Mulde (West-Stmk.)	Glanzbraunkohle, nahe dem Hangenden	P 1955
47	Rosenthaler Mulde (West-Stmk.)	Gelbkohle nahe dem Hangenden	P 1955
48	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	P 1955
49	Fohnsdorf	Glanzbraunkohlenstreifen aus Schiefer	P 1955
57	Kapfenberg	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
60	Ratten	Stückige Weichbraunkohle	P 1957
63	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle (Vitrit), stückig	S 1958
65	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht, Unterflöz	Mattbraunkohle	Dr. H. Tauber
68	Leiding, Zubaustollen	Glanzkohle (Vitrit)	S 1958
69	Leiding, Zubaustollen	Brandschiefer	S 1958

[1] S = Aufsammlung von *E. Schroll,* (Wien), P = Aufsammlung von Prof. Dr. *W. E. Petrascheck* (Leoben).

Lauf. Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
77	Langau	Weichbraunkohle	P 1956
78	Statzendorf, Unterbank	Mattbraunkohle	P 1956
81	Häring	Glanzbraunkohle	P 1956
82	Amberg, Niederbayern	Glanzkohle aus dem Hangenden	Werksammlung der Luitpoldhütte
83	Sonnberg	Glanzbraunkohle	S 1957
88	Grünbach, Flöz 4	Flammkohle	S 1957
91	Grünbach, Flöz 8	Flammkohle	S 1957
97	Gresten	Gaskohle	S 1958
99	Bernreuth (Hainfeld, N.-Ö.), Gelände des ehemaligen Bergbaues	Gaskohle	S 1958
101	St. Anton, Ortgraben	Fettkohle	S 1958
106	Schrambach, Mariahochbau	Gaskohle	D. Diamantidi 1957
114	Seefeld, Ankerschlag	Schwarzer Ölschiefer	P 1955
117	Kreuth, (Bleiberg, Kärnten, Woschackgraben)	Schwarzer Ölschiefer	S 1948
119	Turrach	Anthrazit	Direktor Dr. G. Klar

Probenvorbereitung: Die unveraschten Gesteinsproben Steinkohlen und Anthrazite wurden mit borfreiem Graphitpulver (Ringsdorff RW 0) im Verhältnis 10 : 1 gemischt.

Stark gasende Kohlen wurden vorher bei 300° C verschwelt. Das geschah allerdings mit Rücksicht auf die Leichtflüchtigkeit einiger hier nicht erwähnter Spurenelemente. Zur Kontrolle wurden auch einige Aschen (Veraschung 750° [± 10° C]) untersucht.

Als innerer Standard wurde Beryllium in Form von Beryll in einer Konzentration von 0·03% Be, bezogen auf das zugesetzte borfreie Graphitpulver (RW 0), verwendet. Bei den wenigen stärker Be-haltigen (> 10g/t) Proben wurde als Bezugselement auch Pulver metallischen Iridiums (0·05%) zugesetzt.

Spektrograph: Quarzspektrograph Zeiß Q 24 mit Dreistufenfilter (4, 20, 100%).

Elektroden: Ringdorff-Spektralkohlen RW 0 ϕ 6 mm, Trägerelektrode mit 2 mm-Bohrung, 3 mm tief, Gegenelektrode konisch abgeschrägt, Elektrodenabstand 3 mm.

Anregung: Gleichstromdauerbogen 120 V/10 A, Belichtungszeit 120 Sekunden, Trägerelektrode anodisch geschaltet.

Optische Bedingungen: Zwischenabbildung 2500 Å, Zwischenblende 3·2. Der Mittelteil des Bogens wurde ausgeblendet. Spalt 12 μ.

Photoplatte: Spektralblau (Perutz/München), Entwicklung nach üblicher Vorschrift.

Eichmischung: Als Eichmischung wurden Eichreihen einer Grundsubstanz mit 10% SiO_2, 0·5% Fe_2O_3 und Kohlenstoff auf 98·5% in Form von RW-O-Pulver mit analysiertem Borsilikatglas (US-Bureau of Standard, Probe Nr. 93 mit 12·79% B_2O_3) in den Verdünnungsstufen von 1000, 300, 100, 30, 10, 3 und 1 g/t B hergestellt.

Auswertung: Die Auswertung wurde mit Hilfe eines Spektralphotometers und Benützung des Rechengerätes „Respektra" vorgenommen.

Als Analysenlinien dienten B 2497·73 und B 2496·78 in Vergleich mit Be 2348·61, bzw. Ir 2543·97 als Bezugslinie.

Dort, wo es notwendig erschien, wurde bei der Untergrundkorrektur das störende Auftreten der SiO Bande 2497·73 berücksichtigt. Es wurde eine relative Nachweisgrenze von 1 ppm erreicht. Der lineare Teil der Eichkurve B 2497·78/Be 2348·61 liegt in einem Konzentrationsbereich von 3 bis etwa 500 g/t.

Die Reproduzierbarkeit der Methode beträgt ± 10%.

Das Ergebnis der Untersuchung wird in Tab. 2 mitgeteilt. Die Auswertung der Analysendaten zeigt, wie bereits *V. M. Goldschmidt* und *C. Peters* (Lit. 5, 6) festgestellt haben, daß die Konzentration des Bors in der Asche mit sinkendem Aschengehalt weit über dessen Durchschnittsgehalt in Tonschiefern ansteigt (Abb. 1). Bezieht man den Borgehalt auf die Gesteinsprobe (lufttrocken), so zeigt es sich, daß der Borgehalt kaum die Häufigkeit dieses Elementes in Tonschiefern übersteigt (Abb. 2). In sehr aschereichen kohlenstoffhaltigen Gesteinen erreicht der Borgehalt meist die Häufigkeit dieses Elementes in Tonschiefern. Der Borgehalt der Kohle erscheint daher sowohl an die Fremdasche als auch in besonderem Maße an die Eigenasche der Kohle gebunden. Das Bor verhält sich wie das Be, Cr, Ge und Zr, welche nach *F. Leutwein* und *H. J. Rösler* (Lit. 10) charakteristische Bestandteile der Eigenasche darstellen. Bei den vorgelegten Diagrammen (Abb. 1 und 2), deren Kurvenverlauf gewisse sprunghafte Unregelmäßigkeiten aufweist, ist zu berücksichtigen, daß zur Darstellung Kohlenproben von Lagerstätten verschiedenen geologischen Alters und Inkohlungsgrades genommen wurden.

Bei Einordnung des Probenmaterials nach dem Inkohlungsgrad (Abb. 3) erweisen sich die Hartbraunkohlen, insbesondere die Glanzbraunkohlen, als die Träger der höchsten Borgehalte, während diese bei den untersuchten Steinkohlen und Anthraziten dagegen abfallen. Die in dieser Arbeit noch unberücksichtigt gebliebenen mikrokristallinen, anthrazitischen und makrokristallinen Graphite erreichen in ihren höchsten Borgehalten maximal die Größenordnung der Steinkohlen.

In den Graphiten gehört das Bor bereits zu den Bestandteilen der Fremdasche. Im Diagramm „Bor in Asche/Aschengehalt" ist eine Abnahme des Borgehaltes bei aschenarmen Graphiten festzustellen.

Tab. 2. *Borgehalte in Kohlengesteinen und anderen Biolithen aus dem ostalpinen Raum*

Lauf. Nr.	Fundort	Gesteinsart	Geologisches Alter	Fazies	B-Gehalt in lufttr. Gestein in g/t	B-Gehalt in Asche	Asche in Prozent
3	Amaliendorf	Torf	rezent	limnisch	7·1	133.	5·3
4	Amaliendorf	Holz	rezent	limnisch	0·57	44	1·3
9	Hansag	Torf	rezent	limnisch	10·2	113	9·0
12	Zillingdorf	Weichbraunkohle	Pannon	brackisch-limnisch	15·9	173	9·2
19	Ampfelwang	Gelbe Schwelkohle	Sarmat	limnisch bzw. fluviatil	1·8	17·5	7·3
23	Gradisnik	Mattbraunkohle	Sarmat	limnisch bzw. fluviatil	29·4	319	9·2
26	Ritzing	Weichbraunkohle	Torton	limnisch bzw. fluviatil [1]	48·2	1365	3·6
31	Tauchen	Weichbraunkohle	Torton	limnisch bzw. fluviatil [1]	21·0	1500	1·4
37	St. Stefan	Weichbraunkohle	Sarmat	limnisch bzw. fluviatil	45·0	569	7·9
38	St. Stefan	Weichbraunkohle	Sarmat	limnisch bzw. fluviatil [1]	103	571	18·1
40	Penker Turriawald	Weichbraunkohle	Sarmat	limnisch bzw. fluviatil	8·7	115	7·6
45	Rosenthaler Mulde	Glanzbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil [1]	46·8	1140	4·1
47	Rosenthaler Mulde	Gelbkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil	22·3	144	15·5
48	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil	5·1	11·1	45·7
49	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil [1]	155	426	27·0
57	Kapfenberg	Glanzbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil [1]	600	3830	15·7

Lauf. Nr.	Fundort	Gesteinsart	Geologisches Alter	Fazies	B-Gehalt in lufttr. Gestein in g/t	B-Gehalt in Asche	Asche in Prozent
60	Ratten	Glanzkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil [1]	42·7	1615	3·6
63	Ritzing Brennberg	Mattbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil [1]	251	3440	7·3
65	Brennberg	Weichbraunkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil	14·8	236	6·9
68	Leiding	Glanzkohle	Helvet	limnisch bzw. fluviatil	54	248	21·8
69	Leiding	Brandschiefer	Helvet	limnisch bzw. fluviatil	137	239	60·1
77	Langau	Weichbraunkohle	Burdigal	limnisch bzw. fluviatil [1]	65	318	20·9
78	Statzendorf	Mattbraunkohle	Oligozän	Molasse	135	1100	12·3
81	Häring	Glanzbraunkohle		limnisch-brackisch	290	4610	6·3
82	Amberg	Glanzbraunkohle	Cenoman	marin	83·4	561	14·9
83	Sonnberg	Glanzbraunkohle	Kreide	marin	222	429	52·2
88	Grünbach	Flammkohle	Kreide	marin	170	1440	11·8
91	Grünbach	Flammkohle	Kreide	marin	90	2500	3·6
97	Gresten	Gaskohle	Lias	marin, küstennah	3·3	63·3	5·2
99	Bernreuth	Gaskohle	Lias	marin, küstennah	90	196	41·9
101	St. Anton	Fettkohle	Trias	marin	66	462	14·3
106	Schrambach	Gaskohle	Trias	marin	78	308	25·3
114	Seefeld	Schw. Ölschiefer	Trias	marin	72·5	152	47·7
117	Woschack-graben	Schw. Ölschiefer	Trias	marin	18·4	25	73·8
119	Turrach	Anthrazit	Karbon	?	3	33	9·1

[1] Brackisch-limnisch? Siehe auch Nachbemerkung bei der Korrektur!

Die Zunahme der Borkonzentration vom Torf bis zu den Braunkohlen entspricht dagegen etwa der Verdichtung der pflanzlichen Ausgangssubstanz durch den Inkohlungsprozeß.

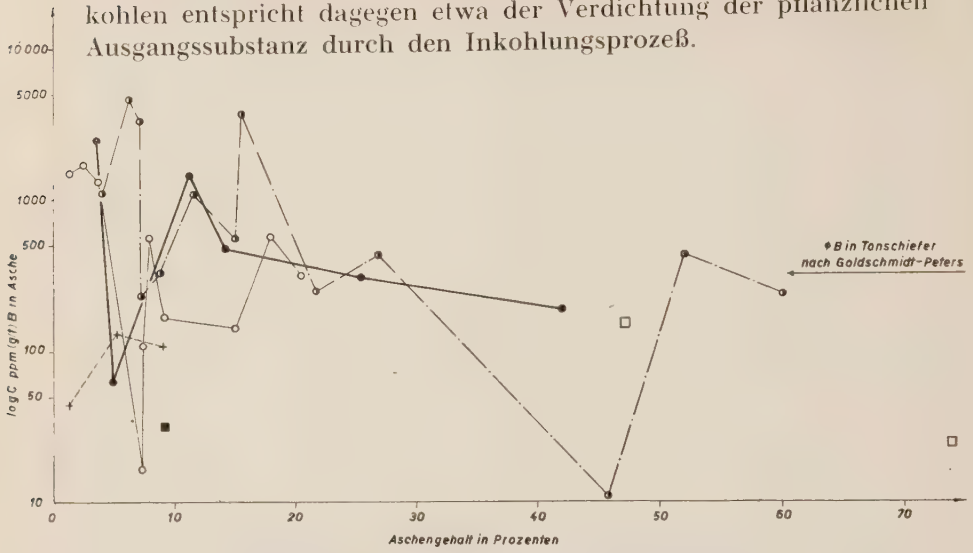


Abb. 1. B-Konzentrationen in Kohlengesteinsaschen im Verhältnis zu deren Aschengehalten. Erläuterungen: (+) Torf, (○) Weichbraunkohle, (◑) Hartbraunkohle, (●) Steinkohle, (■) Anthrazit, (□) Bitumengesteine.

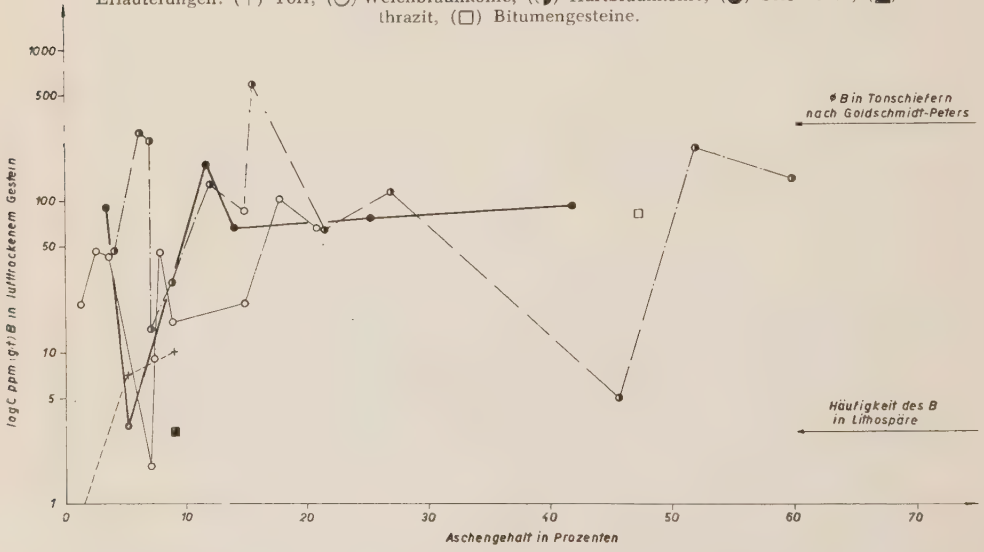


Abb. 2. B-Konzentration in Kohlengesteinen im Verhältnis zu deren Aschengehalten. Erläuterungen wie Abb. 1.

Nach *V. M. Goldschmidt* (Lit. 5) ist das Bor ein thalassophiles Element. Es wäre zunächst naheliegend, hohe Borgehalte in Kohlen mit einer paralischen Fazies der Kohlenentstehung in

Verbindung zu bringen. In Abb. 4 sind nun die analysierten Kohlen unter Verwertung der bisherigen kohlenpetrographischen und paläontologischen Ergebnisse nach limnischen und parali-

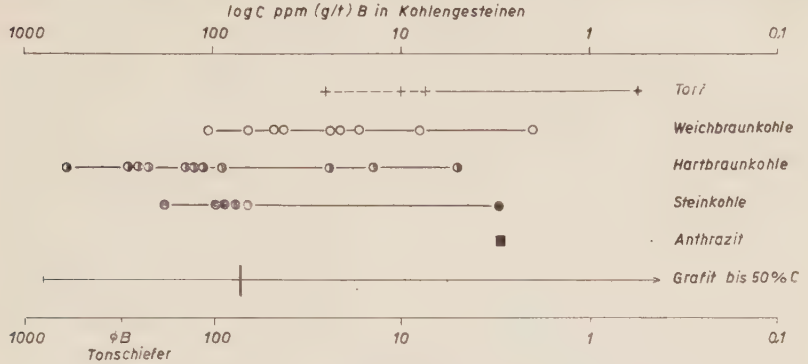


Abb. 3. B-Konzentrationen in Kohlengesteinen verschiedenen Inkohlungsgrades.

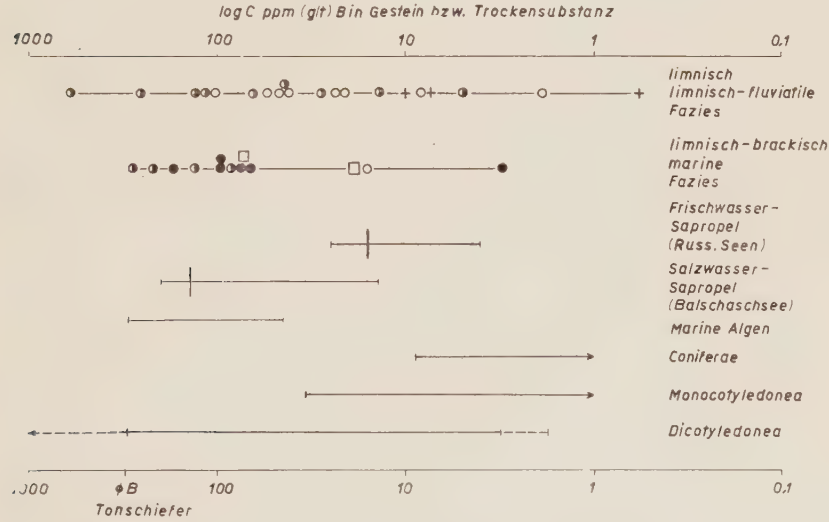


Abb. 4. B-Konzentrationen in Biolithen und Pflanzen.

schen Faziesbereichen geordnet. Es ist zu ersehen, daß die Verwendung des Bors als Leitelement für marine Kohlen zunächst durchaus nicht so eindeutig erscheint wie bei tonigen Sedimenten.

Nach *E. T. Degens, E. G. Williams* und *M. L. Keith* (Lit. 3) zeigen Tonschiefer in ihrem Borgehalt fazielle Unterschiede an. Meer- und Brackwasserbildungen besitzen höhere B-, Rb- und Ni-Gehalte als Süßwasserbildungen, welche anderseits durch erhöhte Ga- und Cr-Konzentrationen ausgezeichnet sind.

L. K. Bradacs und *W. Ernst* (Naturwissenschaften *43* [1956], 33)[1] fanden charakteristische Unterschiede im Borgehalt von Schiefertonproben aus marinen, brackischen und limnischen Horizonten des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes:

Marine Schiefertone	350—400 g/t B_2O_3
Brackische Schiefertone	150 g/t B_2O_3
Limnische Schiefertone	80 g/t B_2O_3

Abb. 4 zeigt zwar, daß Borgehalte über 65 g/t B im lufttrockenen Kohlengestein überwiegend Kohlen mariner oder brackischer Herkunft entsprechen. Es handelt sich aber dabei meist um Steinkohlen, während entsprechend dem zur Verfügung stehenden ostalpinen Probenmaterial die Weich- und Hartbraunkohlen, welche zum größeren Teil B-Gehalte unter 65 g/t im Gestein ergeben, vorherrschend dem limnischen Faziesbereich zuzuordnen sind. Es ist fraglich, ob der große Unterschied im Inkohlungsgrad überhaupt einen Vergleich zuläßt. Die Fragestellung nach dem Leitelement läßt so keine eindeutige Beantwortung zu. Vor allem besitzen eine Anzahl von Glanzkohlen, welche der limnisch-fluviatilen Fazies zugeordnet werden (z. B. Fohnsdorf, Kapfenberg), höhere Borgehalte als Stein- und Braunkohlen des marinen oder brackischen Bildungsbereiches. Allerdings ist zu bemerken, daß die Kohlenvorkommen der inneralpinen Molasse in meeresnahen Sumpflandschaften entstanden sein dürften, so daß eine wechselnde Salinarität des Wassers durchaus möglich erscheint. Detailuntersuchungen im Zusammenhang mit sedimentpetrographischen-paläontologischen Arbeiten sind notwendig, um eine sichere Grundlage für die genetische Deutung zu geben. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Angaben über die Salinitätsfazies, die der Literatur (Lit. 15) entnommen sind, müssen nicht immer richtig sein.[2]

Eine der möglichen Begründungen ist vielleicht auch darin zu suchen, daß die verschiedenen Pflanzengruppen das Bor unterschiedlich speichern. Das in Abb. 4 angeführte Beispiel der ein- und zweikeimblättrigen Angiospermen (Mono- und Dikotyledonea) beweist dies am augenscheinlichsten. Die Dikotyledonea reichern das pflanzenphysiologisch wichtige Spurenelement Bor gegenüber den Monokotyledonea viel stärker an. Unter abnormalen Bedingungen können in den Zweikeimblättrigen enorm hohe Gehalte erreicht werden (Lit. 4). Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich der Borgehalt auf die Trockensubstanz der Pflanze bezieht und ein hoher Prozentsatz (30 bis 90%) des Bors wasserlöslich

[1] Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. *K. Krejci-Graf* wird die Bestimmung des Borgehaltes bereits routinemäßig zur Kennzeichnung mariner Pelite in paralischen Steinkohlengebieten verwendet.

[2] Siehe Nachbemerkung bei der Korrektur.

ist. Bemerkenswert erscheint ferner die Koinzidenz im Borgehalt mariner Algen und zweikeimblättriger Angiospermen, die ausschließlich der terrestrischen Fauna angehören.

Leider liegen noch zu wenig Ergebnisse über Borgehalte in niedriger organisierten Pflanzengruppen (Algen, Moosen, Farnen, Lepidophyten oder Equisetalen) vor. Die Untersuchungen müßten vor allem auch in paläobotanischer Hinsicht geführt werden.

Eine andere Deutungsmöglichkeit ergibt sich darin, extrem hohe Borgehalte einem lakustrinen salinaren Bildungsbereich zuzuordnen.

L. Guljaeva (Lit. 11) findet in salinaren Sapropelen höhere B-Gehalte als in Süßwassersapropelen. (Siehe auch Abb. 4.)

Tab. 3. *Einige Borgehalte in Kohlen nach fremden Analysen*

Art bzw. Herkunft der Kohle	Anzahl der Proben	Konzentrationsbereich an B in Asche in Prozenten	Anmerkung (Lit.)
Lignit, N. Dakota	1	0·205	(4)
Donez- und Kusnez-Becken	7	0·0251—0·3138	(14)
Neurode, Niederschlesien	1	0·0932	(2)
Newcastle, England	1	0·3107	(2)
Neuseeland	—	0·01—0·86	(13)
Anthrazitische Magerkohle, Langenbrahm, Ruhrgebiet	1	0·031	(6)
Steinkohle, Hartley, Yard Seam, England	1	0·31	(6)
Braunkohle (Moorkohle), Uznach, Züricher See	1	0·155	(6)
Blätterschicht aus Braunkohle, Gew. Humboldt, Wallensee, Hannover	1	0·0155	(6)

Es wäre ein Zusammenhang mit dem jungtertiären Vulkanismus zu sehen, welcher möglicherweise auch zu B-haltigen Exhalationen und Thermen Anlaß gegeben haben könnte. Allerdings ist das eine Hypothese, die durch nichts bewiesen erscheint.

In der geochemischen Fragestellung von Leitelementen für paralische Kohlenbildungen kann wahrscheinlich der Borgehalt im Zusammenhang mit den anderen typisch marinen Elementen wie z. B. Br, J von Interesse sein (siehe auch *F. Leutwein* [Lit. 10]).

Eine Zusammenstellung der Borgehalte in Kohlen nach fremden Analysen (Tab. 3) beweist, daß die gefundenen Werte durchaus

in einer vergleichbaren Größenordnung liegen. Dasselbe gilt für die maximalen Borgehalte in Kohlen und deren Aschen (Tab. 4).

Die Anreicherung des Bors in Kohlenaschen gegenüber dem Durchschnittsgehalt in der Lithosphäre, welche von *Goldschmidt* mit 1000fach angegeben wird, kann im Extremfall wohl bis 3000fach ansteigen. Für die Trockensubstanz der Kohle erhält man jedoch nur einen Anreicherungsfaktor von 200.

Tab. 4. *Maximale Borgehalte in Kohlen und deren Aschen*

Maximaler B-Gehalt in g/t	Nach V. M. *Goldschmidt* (Lit. 5, 6)	Nach *H. J. Rösler* (Lit. 10)	Nach anderen Autoren	Nach eigenen Arbeiten
Kohle	0·022	> 0·001	0·0168	0·06
Asche	0·31	> 0·1	0·86	0·46

Zusammenfassung

Es wurden 35 Kohlengesteinsproben und andere Biolithe vornehmlich von österreichischen Vorkommen emissionsspektrographisch auf Bor untersucht. Als maximaler Borgehalt im lufttrockenen Kohlengestein wurde 0·06% B und in der Asche 0·46% B gefunden. Die Boranreicherung dürfte im wesentlichen auf das Borspeichervermögen der pflanzlichen Substanz zurückgehen.

Es wurden Koinzidenzen im Borgehalt limnischer und paralischer Kohlen festgestellt, so daß die Verwendung des Bors als Leitelement zunächst problematisch erscheint.

Die höchsten Borgehalte zeigen die Glanzbraunkohlen der inneralpinen Molasse, die als limnisch-fluviatile Bildungen betrachtet werden. Eine Überprüfung dieser Faziesangaben erscheint notwendig.

Nachwort

Für die Zurverfügungstellung des Probenmaterials danken wir Prof. Doktor *W. E. Petraschek* (Leoben), Chefgeologen Dipl.-Ing. *F. Lechner †*, Landesgeologen Dr. *A. Tauber* (Eisenstadt), Gewerken *D. Diamantidi* (Schrambach) und Direktor Dr. *G. Klar* (Wien).

Nachbemerkung bei der Korrektur: Nach neueren Literaturangaben (siehe u. a. *H. Zapfe*, Berg- u. hüttenm. Mh. *101* [1956], 71—81) sind die Kohlen von Ritzing (Nr. 31), Tauchen (Nr. 32) und Langau (Nr. 77) einer brackischen Fazies zugeordnet worden; dies erklärt die hohen Borgehalte in der Asche (Probe Nr. 31 und 32), bzw. in der Kohle (Probe Nr. 77).

Literatur

1. *Ahrens, L. H.*, Quantitative spectrochemical analysis of silicates. London. 1954. — 2. *Brewer, R. E.*, und *L. H. Ryerson*, Ind. engg. Chem. 27 (1935). 1047/53. — 3. *Degens, E. T.*, *E. G. Williams* und *M. L. Keith*, Geochemical criteria

of distinguishing marine from freshwater shales. Vortragsbericht. Annual meeting Geol. Soc. Am., New Jersey, 1957. — 4. Gmelins Handbuch, Syst. Nr. 13 — Bor. Ergänzungsband, 1954. — 5. *Goldschmidt, V. M.,* und *C. Peters,* Zur Geochemie des Bors I und II. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1932, 402—407, 528—545. — 6. *Goldschmidt, V. M.,* und *C. Peters,* Über die Anreicherung seltener Elemente in Steinkohlen. Ibid. 1933, 371. — 7. *Goldschmidt, V. M.,* Occurrence of rare elements in coal ashes. Coal Research, June 1944, Scientific and techn. reports of BCURA. — 8. *Goldschmidt, V. M.,* Geochemistry. Oxford, 1954. — 9. *Landergreen, S.,* Contribution to the geochemistry of boron. Ark. Kem. Min. A 19/26 (1945), 1—13. — 10. *Leutwein, F.,* und *H. J. Rösler,* Geochemische Untersuchungen an paläozoischen und mesozoischen Kohlen Mittel- und Ostdeutschlands. Freiberger Forschungshefte C 19 (1956), 1—196. — 11. *Guljaeva, L.,* C. r. Acad. URSSS [2] *37* (1942), 28—31. — 12. *Petraschek, W. E.,* und *W. Petraschek,* Lagerstättenlehre. Wien, 1950. — 13. *Rafter, T. A.,* Nature *155* (1945), 332. — 14. *Thilo, E.,* Z. anorg. Chemie *218* (1934), 201—209. — 15. *Vetters, H.,* Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Wien, 1937.

From the University of Missouri School of Mines and Metallurgy, Rolla, Missouri

New Sulfur Isotope Ratios from South American Volcanoes

By

G. C. Amstutz

With 1 Figure

(Received October 16, 1958)

Abstract

Four new sulfur isotope ratios of native volcanic sulfur are given and it is shown that isotope distributions are best presented wih histograms.

Possible causes governing the isotope compositions of native volcanic sulfur are briefly discussed.

During various field trips in the Peruvian Andes and in Chile, samples of native sulfur from active fumaroles were collected or obtained from reliable sources. In addition, a sample of native sulfur occurring between pyrite crystals of a mine was included in this group of new specimens.

Since two of the four results obtained appear to be unique, this brief note has been written. The S^{32}/S^{34} ratios from the volcanoes Huancane and Achacolla appear to complete the "Gausscurve" on the high side (Figure 1). So far this curve had a rather abrupt drop at the higher end, which seemed to hint that there might be some sort of stability condition reached at about 22·40. The new high values from South America (this paper) and two new ones from *Kulp* et al. (1958) and from New Zealand (*Rafter* et al., 1958) show, however, that the process of fractionation can be considered to continue and now reaches, with the value of 22·54, far up into the range of S^{32}/S^{34} values normally obtained from hydrogen sulfide from natural springs.

Figure 1 represents the first histogram of isotope ratios. It is believed that the presentation as histograms will avoid misconception of the true nature of distributions and add much to the usefulness of isotope ratios in genetic interpretations of mineral

deposits. Such histograms add probability, an important factor in the natural sciences, to the distribution field, and allow more reliable comparisons. The shape of the histograms is believed to be in itself significant and to point to tendencies of differentiation or fractionation.

In 1953, *Jensen* referred to the geologic importance of variations in stable isotopic abundances. Recent sulfur isotope ratios obtained from a series of about 16 samples from the Cerro de Pasco Mine

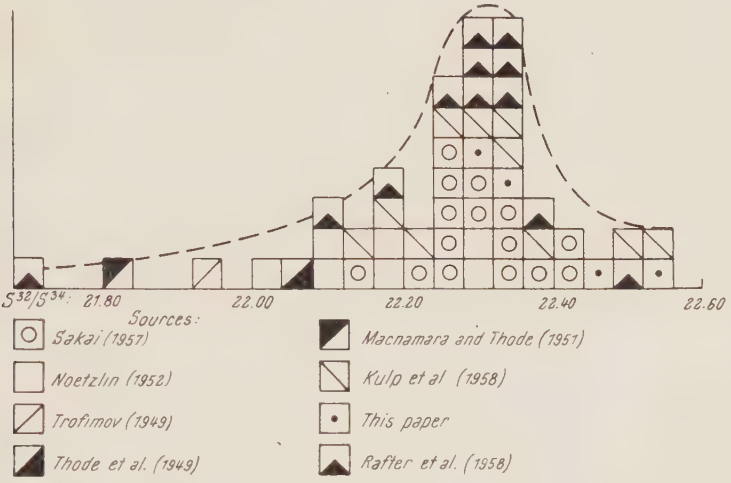


Fig. 1. Histogram of all known isotope ratios of native sulfur from volcanoes compared with the new values from South American volcanoes.

in Peru (*Amstutz* and *Jensen*, 1959) are in excellent agreement with the variation diagram of Figure 1 whereas the lead-isotope values from Peruvian mines vary only very little (*Kulp, Amstutz* and *Eckelmann*, 1958). *Jensen* (1957) showed that there is even some variation in one and the same hand specimen.

The comparison of isotope abundances from various areas and various petrographic provinces suggests, on the basis of Figure 1, that isotope ratios may vary with geographic location and/or with rock type. It is noteworthy, and perhaps meaningful, that in general the spread shown in Figure 1 corresponds to a spread over the earth's crust. *Trofimov's* result from the Klyuchevsky volcano in Kamtchatka is, together with the samples from Vesuvius (21·81), on one extreme of the "Gauss-curve", whereas the southernmost samples from South America and from New Zealand show highest S^{32} concentrations. The Japanese and two Mediterranean results are intermediate. Many more values are, of course, needed before

any firm conclusion can be made. Further information is required to ascertain whether magmatic differentiation either in the pre-geologic history of the earth or during a possible differentiation from basic to acidic rocks has caused isotope fractionation and

New isotope ratios of S^{32}/S^{34} from native sulfur from South American volcanoes

Sample No. This paper	Sample No. Lamont Obs.	Locality	S^{32}/S^{34} This paper	Lamont Obs.*
1	HN 4	Cerro de Pasco Mine, Peru (interstitial between Pyrite crystals)	22·29 ± 0·04	22·26
2	HN 5	Volcan Yucumani, S-Peru	22·33 ± 0·04	22·33
3	HN 16	Volcan Huancane, S-Peru	22·47 ± 0·04	22·51
4	HN 17	Volcan Achacolla, S-Peru	22·54 ± 0·04	22·51
—	HN 6	Volcan Aucanquilcha, S-Peru	—	22·25
—	HN 9	Volcan Hupiquina, S-Peru	—	22·33
—	HN 14	Volcan Tutupaca, S-Peru	—	22·32
—	HN 14r	Volcan Tutupaca, S-Peru, base	—	22·35
—	HN 7	Volcan Overo, Argentina	—	22·19
—	HN 8	San Juan de la Vega, Chile (volcanic?)	—	22·16
—	HN 10	Volcan Tacora, Chile	—	22·39
—	HN 11	Volcan Chutinza, Chile („azufre negro")	—	22·54
—	HN 12	id. („azufre amarillo y negro")	—	22·55
—	HN 13	Volcan Chutinza (?), Chile	—	22·21

* I wish to acknowledge the permission of Dr. *Kulp* to publish these results obtained by the Lamont Observatory on samples collected by the present author. The re-determinations on the first four samples, allowing the correlation between the Lamont results and the work of Dr. *Noetzlin* were also made possible through arrangements made by the present author. In a forthcoming paper the Lamont group will offer their own views and interpretations on sulfur isotopes.

also whether (with *Brodsky* et al.) late exhalative reactions might cause a wide spread, and influence the distribution curve.

I wish to thank Dr. *J. Noetzlin* and the Commissariat à l'Energie Atomique de France, Paris, for performing the mass spectrometric analyses which yielded the four new values presented in this paper.

References

Amstutz, G. C. (1957), Algunos conceptos de quimica, fisica, mineralogia y geoquimica aplicados a problemas en las minas de Cerro de Pasco, Peru. Bol. Soc. Geol. Peru *32*, p. 239 (abstract). — *Amstutz, G. C.*, and *M. L. Jensen* (1959), Sulfur isotope fractionation during the formation of the Cerro de Pasco ore deposit. (In print.) — *Brodsky, A. E.*, and *G. P. Miklukhin* (1958), Investigation of the mechanism of sulphur compound reactions and of sulfur isotope exchange. In: *R. C. Extermann*, Radioisotopes in scientific research. UNESCO, Paris. Pergamon, London, Vol. II. — *Jensen, M. L.* (1953), Geologic importance of variations in stable isotope abundances. Econ. Geol. *48*, p. 161—176. — *Jensen, M. L.* (1957), Sulfur isotopes and mineral paragenesis. Econ. Geol. *52*, p. 269—281. — *Kaplan, I. R.*, and *T. A. Rafter* (1958), Fractionation of stable isotopes of sulfur by Thiobacilli. Science *127*, p. 517—518. — *Kulp, L., G. C. Amstutz* and *D. Eckelmann* (1958), Lead isotope composition of Peruvian Galenas. Econ. Geol. *58*, p. 914—921. — *Macnamara, J.*, and *H. G. Thode* (1950), Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulfur. Phys. Rev. *78*, p. 307. — *Macnamara, J.*, and *H. G. Thode* (1951), The distribution of S^{31} in nature and the origin of native sulphur deposits. Research *4*, p. 582 3 — *Noetzlin, J.* (1952), La mesure des rapports isotopique et ses applications possibles a la volcanologie. Bull. Volc., Serie II, T. *XII*, p. 115—126. — *Rafter, T. A., S. H. Wilson* and *B. W. Shilton* (in press), Sulphur isotopic variations in nature. Part 6. Sulphur isotopic measurements for fumarole gases on White Island. N. Zealand Jour. Sci. *1*. — *Rankama, K.* (1954), Isotope geology. New York and London, p. 276—289. — *Sakai, H.* (1957), Fraktionation of sulfur isotopes in nature. Geochim. Cosmochim. Acta *12*, p. 150—169. — *Thode, H. G.*, et al. (1949), Natural variations in the isotopic content of sulfur and their significance. Canad. J. Research. B. *27*, p. 361. — *Thode, H. G.*, et al. (1954), The origin of native sulphur deposits from isotope fractionation studies. Geochim. Cosmochim. Acta *5*, p. 286—98. — *Trofinov, A.* (1949), Isotopic constitution of sulfur in meteorites and in terrestrial objects. (In Russian.) Doklady Akad. Nauk S. S. S. R. *66*, p. 181. Abstract: C. A. *43*, 6078 c.

Note added to proof: In a recent paper by *Sakai, H.*, and *H. Nagasawa* (1958, Fractionation of sulphur isotopes in volcanic gases. Geochim. Cosmochim. Acta 15, p. 32—39) these authors pinned down one factor causing isotope fractionation in volcanic gases. They show that "the lower the outlet temperature of the fumarole, the higher the content of the heavy isotope in the SO_2." The span of isotope variation may thus be caused largely by local factors.

Literatur: Neue Bücher

Gem Testing. Von *B. W. Anderson.* Sechste Auflage. Mit 93 Textabb. und 1 farbigen Tafel. 324 S. (dazu 10 S. mitpaginierte Geschäftsanzeigen). London: Heywood und Company Ltd., 1958. 42 s.

Die Übersetzung von *W. E. Eppler* (Stuttgart, 1955) der fünften englischen Auflage des sich hauptsächlich an Praktiker der Edelsteinkunde richtenden, der Untersuchung und Bestimmung der Edelsteine gewidmeten, bekannten Buches von *Anderson* fand in dieser Zeitschrift (Bd. 6, 259) ihre Würdigung. Für die sechste englische Auflage bedarf es also nur einiger ergänzender Bemerkungen, die zeigen sollen, daß mit der Neuauflage der neueste Stand erreicht worden ist.

Einige neue Entwicklungen auf dem Gebiete der praktischen Edelsteinuntersuchung gaben Anlaß zu einer Reihe von Änderungen und Zufügungen. Der grundsätzliche Aufbau des Buches blieb unverändert; es wurde aber der Abschnitt über die durchscheinenden und die undurchsichtigen Steine in drei Teile aufgegliedert, ein Schlußabschnitt über die Fluoreszenz als Bestimmungsmittel (unter Betonung der vom Verfasser angeregten Kreuzfilter-Fluoreszenzmethode) wurde angegliedert, ebenso ein Lieferantenverzeichnis (Großbritannien, USA), ferner eingangs des Werkes ein Kapitel mit Anweisungen für den Gebrauch des Buches. Stärker geändert und erweitert wurde z. B. der Abschnitt über die Verwendung der Immersionsmethode (unter Einbeziehung der vom Verfasser entwickelten Immersionskontakt-Photographie); stark erweitert und umgearbeitet wurde auch der Abschnitt über die Verwendung des Spektroskopes zur Identifizierung von Edelsteinen unter bildlicher Wiedergabe der Absorptionsspektren von roten und gelben Edelsteinen als Ersatz für die frühere Bandentabelle. Neu behandelt wird das diamantähnliche Strontiumtitanat und die Diamantsynthese unter Erwähnung des Borazons. Ein kurzer Abschnitt über Mikrophotographie wurde eingeschaltet. Umgebaut wurde auch der Abschnitt über die Perlen. Eingehend behandelt werden der dem Lasurit ähnliche synthetische Sinterspinell, der 1954 von Deutschland aus (Degussa) auf den Markt gebracht wurde, und die synthetischen Chatham-Smaragde.

Die Zahl der Abbildungen wurde um 50% erhöht, viele der früheren durch neue, instruktivere ersetzt. Die Farbtafeln der früheren Auflage wurden auf eine einzige reduziert, die nunmehr Jadeit und jadeitähnliche Steine zeigt. Der Umfang des Werkes hat nicht unbeträchtlich zugenommen; die Ausstattung ist wieder über alles Lob erhaben.

F. Machatschki, Wien

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie. Achte, völlig neubearbeitete Auflage. Herausgegeben vom Gmelin-Institut für anorganische Chemie und Grenzgebiete in der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften. Weinheim/Bergstraße: Verlag Chemie G. m. b. H., 1958.

Siehe Besprechung in dieser Zeitschrift, Bd. 6, S. 269 ff.

Wieder sind von dem Standardwerk drei Lieferungen erschienen, die besonders in ihren geochemischen, mineral- und lagerstättenkundlichen und analytischen Abschnitten für den Mineralogen von größtem Interesse sind. Als

Neuheit sind die Systemnummern 42 und 45 nun mit einem eingehenden zweisprachigen (deutsch und englisch) Inhaltsverzeichnis ausgestattet.

Systemnummer 42: Zirkonium. Mit 57 Textabb., XXXIII, 448 S. Kart. DM 261.—, geb. DM 266.—.

Die Literatur wurde bis Ende 1949 berücksichtigt. Entdeckungsgeschichte, Vorkommen in den Gestirnen und Meteoriten und besonders die Geochemie werden eingangs eingehend behandelt. Umfangreiche Tabellen über die Zirkoniumgehalte von Magmatiten (bis über 1% Zr), Sedimentgesteinen (bis 0·074% Zr) und Metamorphiten (bis 0·23% Zr in Orthogesteinen) schließen sich daran, ebenso Angaben über das Vorkommen von Zirkonium in der Hydro- und Biosphäre und den Kreislauf des Elementes. Erschöpfend sind die Ausführungen über das topographische Auftreten der Zirkoniummineralien; dabei ist begreiflicherweise die weitaus eingehendste Behandlung dem Zirkon selbst gewidmet; weitere Abschnitte befassen sich mit den verschiedenen Aufbereitungs- und Aufschließungsmethoden der Zirkoniumerze und der Gewinnung von Zirkoniumverbindungen, mit der Verwendung derselben und der des Metalles, mit der Darstellung und den Eigenschaften des Elementes und mit der Darstellung und Chemie der Zirkoniumverbindungen.

Systemnummer 43: Hafnium. Ergänzungsband. Mit 1 Textabb., II, 23 S. Kart. DM 17.—, geb. DM 22.—.

Systemnummer 45: Germanium. Ergänzungsband. Mit 290 Textabb., XLIV, 576 S. Kart. DM 332.—, geb. DM 337.—.

Die beiden Ergänzungsbände stellen praktisch vollständige Neubearbeitungen dar, die im Aufbau ganz den neuen Hauptbänden angeglichen sind, wenn auch auf einiges, wie z. B. auf die Abschnitte „Geschichtliches", verzichtet werden konnte. Leider konnte auch beim Hafnium die Literatur nur bis Ende 1949 verwertet werden; beim Germanium wurde die Literatur bis Ende 1953, für die optischen, elektrischen und lichtelektrischen Eigenschaften bis Ende 1954 berücksichtigt. Der Germaniumergänzungsband ist gegenüber dem Hauptband (1931, 62 S.) fast auf das Zehnfache angewachsen. Sehr aufschlußreich sind in den beiden Ergänzungsbänden wiederum die umfangreichen geochemischen Tabellen; danach schwankt das Verhältnis Hf/Zr in zirkoniumhaltigen Mineralien im allgemeinen zwischen 0·01 und 0·54, bei den Thortveititen von Norwegen und Madagaskar aber zwischen 0·80 und 1·89. — Zinkblenden enthalten 0·001 bis 1% Ge (zu den Ge-reichsten Blenden gehören die von Bleiberg-Kreuth); in sonstigen Sulfiden liegt der Ge-Gehalt zwischen 0·001 und 0·01%, in den Silikaten der magmatischen Abfolge zwischen 0·0001 und 0·007%, in den Sedimenten zwischen 0·0002 und 0·005%, in den Aschen von Kaustobiolithen zwischen 0·0004 und 0·12%; nur in den Kohlenaschen von Maryland und Virginia wurden bisher weit mehr als 1% Ge gefunden. — Mit Rücksicht auf die Halbleitereigenschaften des Germaniums und deren umfangreiche praktische Verwertung nimmt die Behandlung der elektrischen Eigenschaften mit 255 Seiten und der lichtelektrischen Eigenschaften mit 68 Seiten zusammen mehr als die Hälfte des Ergänzungsbandes Germanium ein.

F. Machatschki, Wien

Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 1956/57. Herausgegeben von *H. Prescher*. Mit 15 Textabb., 43 Abb. auf 22 Tafeln und 3 Kartenanlagen V, 243 S. Dresden und Leipzig: Verlag von Th. Steinkopff, 1957. Brosch. DM 16.50.

Nach dem Jahresbericht *(H. Prescher)* einige Nachrufe auf sächsische Forscher und Lehrer, mit Porträtwiedergaben versehen: *W. Häntzschel* auf den

Paläontologen *Karl Wanderer*, *W. Vortisch* auf den Geologen und Stratigraphen *Hermann Andert*; *U. Horst* auf den Agricola-Forscher Dr. Ing. *Wilhelm Pieper* und *H. Schumann* auf den Mineralogen und Förderer populärwissenschaftlicher Darstellungen *Johannes Süss*. — Die zunächst folgenden Aufsätze behandeln geologische und paläontologische Themen.

Sehr ausführlich (120 Seiten) ist die Würdigung des Lebens und Wirkens des Oberbaurates Dr. h. c. *Richard Baldauf* (1848—1931) mit dem Untertitel „Seine Bedeutung für die Mineralogie" durch seinen Sohn Dipl.-Ing. *Martin Baldauf*; es ist dies gleichzeitig ein Beitrag zur neueren Geschichte des Dresdner Museums. Zahlreiche Forschungs- und Sammlungsreisen führten *R. Baldauf* (wie auch seinen Sohn) durch Europa, Rußland, Grönland, Nord- und Südamerika usw.; sie lieferten das vielfach einmalige Material, aus dem das „Mineralogische Museum des Dr. Richard Baldauf" mit seinen zahlreichen Unica entstand. Aus dieser Privatsammlung größten Stiles werden die hervorragendsten Stufen kurz beschrieben und die wichtigsten Stücke aus der Teilsammlung „Geschliffene Steine" charakterisiert. Die berühmte Sammlung ging 1940 käuflich in den Besitz des Sächsischen Staates über, der sie dem Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden übereignete. Den Luftkrieg überstand die Baldauf-Sammlung, ausgelagert nach Schloß Weesenstein, relativ gut mit einem Verlust von 380 Stufen, darunter 10% der großen Schaustufen. Dieser Aufsatz mit vielen persönlichen Reiseerinnerungen wird viele Museumsleiter und Sammler besonders interessieren.

E. Fischer bringt anschließend einen Artikel „Neuere Untersuchungen über einige seltene sächsische Minerale" (Kobaltspat, Atelesit und Walpurgin), *K. Rehnelt* abschließend eine Notiz zur Petrographie der Kreidestufe d im Mockethal bei Pirna.

F. Machatschki, Wien

Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 1958. Herausgegeben von *H. Prescher*. Mit 138 Abb. im Text und auf 37 Tafeln und 6 Anlagen, VI, 138 S. Dresden und Leipzig: Verlag Theodor Steinkopff, 1958. Kart. DM 14.70.

Der Jahresbericht wird von *H. Prescher* erstattet; darauf folgt ein Bericht von *H. D. Berger* über die Sommerexkursion in die Lausitz. Von den folgenden Abhandlungen seien nur die in das Zuständigkeitsgebiet fallenden genannt: *H. D. Berger* berichtet über ein neues Nadeleisenerzvorkommen in einigen Klüften des Elbsandsteingebirges im unteren Teil der Westelschlüchte am Bösen Horn. — *S. Börtitz* bringt einige Analysen von jurassischen Kalken aus dem Bereich der Lausitzer Verwerfung. Anschließend beschreibt er ein Aragonitvorkommen als Stollenneubildung im Augengneis von Tharandt. — *M. Barthel* beschreibt einen neuen Aufschluß in den Niederschönaer Schichten. — *U. Horst* gibt einen Bericht über die Tätigkeit von Dr. Georgius Agricola in Zwickau und schließlich bringt *R. Michaelis* eine Zusammenstellung über die Bewertung der Werke von G. Agricola auf dem Büchermarkt, aus dem u. a. hervorgeht, daß im Jahre 1956 die Basler Ausgabe 1557 „Vom Bergwerk" DM 2400.— und im Jahre 1954 die Basler Ausgabe 1556 von „De re metallica" DM 1200.— erreichte.

F. Machatschki, Wien

Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (Aeolische Inseln, Italien). Von *Ruth Jakob*. (Publ., herausgegeben von der Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender" Nr. 7.) Mit 40 Textabb., 3 Tafeln und 40 Tab., 118 S. Zürich: Schweizer Spiegel-Verlag, 1958.

Die gründliche Neubearbeitung der Stromboli-Vulcano-Vulcanello-Gesteine nach modernen petrographischen Gesichtspunkten wird allgemein lebhaft begrüßt werden. Das Werk stützt sich neben eigenen Felduntersuchungen auf das ungefähr 400 Handstücke umfassende Material des Vulkaninstitutes Immanuel Friedlaender (deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. Zürich). — An eine knappe geologische Einleitung und kurze Kennzeichnung der Mineralkomponenten der untersuchten Gesteine schließt sich der petrographische Hauptteil. Zur chemischen Charakterisierung dienten außer den zahlreichen, aus der Literatur übernommenen Analysen 34 neue Gesteinsanalysen (Anal. *R.* und *J. Jakob*). Die einzelnen Gesteinstypen (einschließlich der endogenen und exogenen Einschlüsse) werden makro- und mikroskopisch gekennzeichnet, nach ihrem Chemismus in die Nigglische Typensystematik eingegliedert und in Variations- und Dreieckdiagrammen zusammengefaßt. Vergleiche mit anderen italienischen Gesteinsprovinzen werden gezogen; es besteht enge Verwandtschaft zu Vulkanprovinzen im Tyrrhenischen Raum, zu quartären toscanischen Provinzen und zu gewissen Serien der sardischen Provinz.

Der Gesteinskomplex Vulcano-Vulcanello bildet eine Einheit von schwach mediterranem Charakter; die Leucitgesteine des Vulcanello, die früher vielfach als Fremdkörper innerhalb der Provinz betrachtet wurden, fügen sich in die Einheit ein. Die Gesteine des Stromboli sind etwas mehr pazifisch, ähnlich wie die Gesteine der anderen Äolischen Inseln. Für die Entwicklung der Gesteinsmannigfaltigkeit sind eine hypothetische Karbonatassimilation in Verbindung mit Kristallisationsdifferentiation oder letztere allein maßgeblich gewesen, eventuell überlagert durch eine schwache Quarzassimilation, die durch exogene Einschlüsse belegt wird.

F. Machatschki, Wien

Einführung in die Kristallographie. Von *W. Kleber*. Zweite, verbesserte und erweiterte Auflage. Mit 316 Textfig. und 6 Tafeln. 332 S. Berlin: VEB-Verlag, 1958. Geb. DM 21.—.

Das für Anfänger geschriebene Buch will eine „morphologisch-strukturelle Betrachtungsweise aller Erscheinungen am Objekt Kristall geben". Es gliedert sich in 3 Hauptteile:

1. *Kristallstrukturlehre und Kristallmorphologie* (117 S.), vorbereitet durch einleitende Bemerkungen über Inhalt und Definition des Begriffes Kristall, wobei als Beispiel für Anisotropie leider das Wärmeleitvermögen herangezogen wird, durch welches aber die kubischen Kristalle von den Gläsern nicht abgegrenzt werden können. Durch reichliche Ausstattung mit anschaulichen Abbildungen unterstützt wird, vom Raumgitter und den Translationsgittern ausgehend über Winkelmessung, Kristallprojektionen, Indizes, Symmetrie und Kristallklassen (mit Formenlehre) und Raumgittervorstellung (unter tabellarischer Zusammenstellung mit Benützung sowohl der Schoenflies- wie auch der Hermann-Mauguin-Symbole) vorwärtsschreitend zu den gesetzmäßigen Verwachsungen, Wachstums- und Auflösungserscheinungen (mit Baufehlergliederung nach *Seeger* und Erläuterung der „Whiskers") und einer aufschlußreichen Behandlung der Zusammenhänge zwischen Struktur und Habitus der Kristalle vorgegangen. Referent begrüßt die Darstellung im ganzen, im einzelnen könnte einiges klarer herausgestellt und damit für den Anfänger besser verständlich gemacht werden. Hier in diesem Teil, wie auch in späteren, würde eine stärkere Verwendung des Kursivdruckes der besseren Übersichtlichkeit dienen; ebenso sollten die ohne Erläuterung verwendeten Abkürzungen in der Kristallklassenbezeichnung vermieden werden.

2. Ausführungen über die Bindungsarten, Radien, Polarisationseigenschaften und die Grundgesetze der Kristallchemie leiten den Teil *Kristallchemie* (79 S.) ein; dabei werden die Erscheinungen der Isomorphie (Isotypie), Mischkristallbildung und Polymorphie, die gerade für die Mineralogie so wichtig sind, etwas stiefmütterlich behandelt. Der spezielle Abschnitt ist gegliedert in M-Gitter, U-P-Resonanzgitter (sowohl vorwiegend polare als auch vorwiegend unpolare) komplexe Gitter (unter besonderer Betonung der Silikate und Berücksichtigung der in den letzten Jahren neu herausgearbeiteten Kettenionentypen bei ungenügender Behandlung der Bändertypen), M-Resonanzgitter und Molekülgitter; alle Haupttypen werden durch gut ausgewählte Beispiele in Text und Bild belegt.

3. Die *Kristallphysik* umfaßt 124 S. Spezifisches Gewicht, spezifische Wärme, Härte und Spaltbarkeit, Deformationen, thermische Eigenschaften, elektrische Eigenschaften (mißglückt ist auf Seite 228 unter 7,2 der Satz „... Piezoelektrizität bei Kristallen auftritt, die — mit Ausnahme einer Klasse — kein Symmetriezentrum besitzen") und magnetische Eigenschaften. Anschließend sind 40 S. der Kristalloptik gewidmet, also ein geringer Raum; so sind z. B. Absorptionserscheinungen und Pleochroismus nur ganz kurz bei der Besprechung des Aufbaues des Polarisationsmikroskopes erwähnt; die Übernahme von X, Y, Z für n_α, n_β, n_γ ist nicht unbedingt zu begrüßen. — Angeschlossen ist der Kristallphysik mit gegen 40 S. ein Abschnitt über die röntgenographische Untersuchung von Kristallen; hier werden behandelt: Die Grunderscheinungen der Beugung der Röntgenstrahlen an Kristallgittern, die wichtigsten Aufnahmeverfahren, das Reziproke Gitter und die darauf aufbauenden Verfahren (ohne Anführung der Buergerschen Precession-Methode). Die folgenden Kapitel betreffen die Auslöschungsregeln, Intensitätsbestimmung und -berechnung und Punktlagenbestimmung unter Berücksichtigung der Elektronendichteermittlung. Alles in allem eine dem vorgegebenen Rahmen und dem Zwecke des Buches entsprechende Stoffauswahl.

Ein Verzeichnis der wichtigsten Lehrbücher und Monographien gibt genügend Hinweise nach allen Richtungen für weiteres Studium; ein Abbildungs- und ein Tabellenverzeichnis und ein sehr ausführliches Sachregister schließen das Buch, das sich einer so großen Nachfrage erfreut, daß nunmehr schon die 3. Auflage vorbereitet wird, ab. Bei den durchwegs ausgezeichneten Abbildungen in dem bestausgestattetem Buch wirkt sich die Beisetzung der Klischeenummern des Verlages etwas störend aus. — An Tafelbeilagen sind zu nennen: *Wulff*sches Netz, *Schmidt*sches Netz, Atomvolumkurve, eine wohlgelungene Interferenztafel, Periodisches System und Grundzustände der Elemente.

F. Machatschki, Wien

Geologie und Bodenschätze Afrikas. Von *E. Krenkel*. Zweite, stark veränderte Auflage. Mit 158 Textabb. und 1 Kartenbeilage, XV, 597 S. Leipzig: Akad. Verlagsgesellschaft Geest & Portig K. G., 1957. Geb. DM 61.—.

Die Reduktion der Seitenzahl gegenüber der dreibändigen 1. Auflage von 1900 auf knapp 600 Seiten (obwohl dem geologischen Teil neue zusammenfassende Kapitel eingefügt wurden) zeigt schon, daß die 2. Auflage einen totalen Umbau erforderte.

500 Seiten des Werkes, dessen Verfasser an der Spitze der Kenner der geologischen Verhältnisse Gesamtafrikas steht, sind der Geologie gewidmet mit der Zielsetzung einer Schilderung der Struktur Afrikas und seiner geologischen Großregionen unter Einflechtung von stratigraphischen und lagerstättenkundlichen Angaben. Das Werk stützt sich vornehmlich auf eigene geologische Beobachtungen des Verfassers, die er auf ausgedehnten Reisen sammelte, die ihn in alle Teile Afrikas führten. Dieser Teil, in welchem eine gewaltige Menge von

Material auf engem Raum in systematischen Einzeldarstellungen der reich aufgegliederten geologischen Bereiche verarbeitet wurde, wird durch ein Großkapital in Form einer Gesamtschau über die geologische Entwicklung von Ur-Godwania an abgeschlossen und durch ein besonderes, 20 Seiten umfassendes Register bequem benützbar gemacht; die zahlreichen, übersichtlichen Kartenskizzen ergänzen neben den übrigen Abbildungen den Text auf das trefflichste.

Der zweite Teil „Die Bodenschätze Afrikas" wird durch Tabellen über die Bergbauförderung Gesamtafrikas, des Belgischen Kongos und der Südafrikanischen Union eingeleitet, die bis 1954 (wie auch die übrigen Produktionsdaten) reichen; hier bereiten einzelne Zahlenangaben Verlegenheit. So stimmen die Tonnenangaben für Gold (S. 510) nicht mit den Wertangaben auf S. 509 überein; auch dürfte es kaum stimmen, daß 1954 in Afrika 2 Millionen Tonnen Wolframerz, bezogen auf ein Konzentrat mit 60% WO_3, gefördert wurden (vermutlich soll es 2000 Tonnen heißen); auch sind manchmal die Produktionsdaten der Tabellen mit der auf diese folgenden Behandlung der einzelnen Rohstoffe nicht in Einklang zu bringen, z. B. Zink: In der Tabelle für Gesamtafrika 22.900 Tonnen „Zinkerz", dagegen später bei den Blei- und Zinkerzen allein für Algerien 27.000 Tonnen „Zink". Allgemein sind in diesem Abschnitt die einzelnen Rohstoffe unter einer Untereinteilung nach Ländern und unter Anführung von wirtschaftsgeschichtlichen und Produktionsdaten behandelt (in der Folge wären die Glimmer besser hinter die Asbeste einzuschieben gewesen als zwischen Erdöl und Graphit und Kohle.) Auch dieser Hauptteil wird durch ein ausgiebiges Sach- und Ortsverzeichnis abgeschlossen. 24 Seiten Literaturangaben, getrennt nach dem geologischen und dem Rohstoffteil, lassen die Fülle der über Afrika vorliegenden geologischen Literatur ahnen; sie geben schließlich wertvolle Hinweise zur erweiterten Unterrichtung in den einzelnen Teilen.

F. Machatschki, Wien

Lehrbuch der angewandten Geophysik. Teil II. Herausgegeben von *H. Haalck.* Zweite, erweiterte und verbesserte Auflage. Mit 222 Textabb., VIII, 329 S. Berlin-Nikolassee: Gebrüder Borntraeger, 1958. Geb. DM 48.—.

Der nun vorliegende zweite Teil des großen Lehrbuchs der angewandten Geophysik macht uns mit dem neuesten Stand der elektrischen und der seismischen Aufschlußverfahren und mit den gasanalytischen, radiometrischen und geothermischen Untersuchungsmethoden bekannt. Dabei ist jede Gruppe von Aufschlußmethoden von einem Spezialisten des betreffenden Zweiges der angewandten Geophysik behandelt, was den Vorteil hat, daß alle Verfahren mit gleicher Gründlichkeit dargestellt wurden.

Die elektrischen Aufschlußverfahren werden von *W. Buchheim* erläutert, wobei nach einer kurzen Darlegung der elektrischen Eigenschaften der Mineralien und Gesteine in gesonderten Abschnitten die Aufschlußmethoden mit natürlichen Feldern, die Aufschlußverfahren mit künstlichen Potentialfeldern und die elektromagnetischen Aufschlußmethoden zusammengefaßt sind. Es ist sehr verdienstlich, daß besonders auf die Schwierigkeit der Deutung der Ergebnisse der außerordentlich vielfältigen elektrischen Spezialverfahren hingewiesen wird, die vor allem darin begründet ist, daß diese Ergebnisse sehr stark von der schwankenden Feuchtigkeit und von anderen Zufälligkeiten abhängen und die Auswertung daher nicht so schematisch wie bei anderen geophysikalischen Aufschlußverfahren und oft auch nur qualitativ erfolgen kann und eine Kombination mit anderen Verfahren angezeigt sein läßt. Geoelektrische Verfahren empfehlen sich besonders bei Erzprospektion und Hydrologie. Die Wirkungsweise der einzelnen Verfahren

wird ohne viel theoretische Ableitungen in sehr verständlicher Art erklärt und an praktischen Beispielen demonstriert, so daß man daraus eine gute Vorstellung von der Leistungsfähigkeit und Anwendungsmöglichkeit der verschiedenen Methoden bekommt.

Eine in der Praxis heute außerordentlich wichtige Gruppe von geophysikalischen Aufschlußmethoden stellen die seismischen Verfahren dar, die eine eindeutige Ermittlung von Gesteinsgrenzen erlauben und heute in derart rascher Entwicklung begriffen sind, daß der Verfasser dieses Abschnittes, *H. Menzel*, es vorgezogen hat, den Schwerpunkt der Darstellung mehr auf die Entwicklung der Grundlagen als auf einzelne technische Details zu legen, wobei aber doch die praktische Anwendung nicht vernachlässigt wird. Nach einer gründlichen Einführung in die allgemeinen Grundlagen der seismischen Aufschlußmethoden werden Prinzip, Anwendung und Auswertung der Refraktionsmethode und der Reflexionsmethode unter verschiedenen natürlichen Bedingungen dargestellt, die Grundprinzipe verschiedener Instrumente und ihre Anwendung erläutert und auch die seismischen Messungen auf See und im Bergwerk besprochen.

Während die übrigen geophysikalischen Aufschlußverfahren indirekte Methoden darstellen, stellten Gasanalysen der Bodenluft direkte Methoden dar, die insbesondere erlauben, nicht an bestimmte Strukturen gebundene Lagerstätten, die mit anderen Methoden nur schwer aufzufinden sind, festzustellen und besonders durch negative Prognosen für andere Methoden wertvolle Hinweise liefern können. Die theoretischen Grundlagen der Gasvermessung, die praktische Durchführung und die Auswertung der Meßergebnisse werden hier von *K. Strobach* zum erstenmal lehrbuchmäßig dargestellt. Besonderes Interesse verdienen die vom gleichen Verfasser behandelten radiometrischen Methoden der Prospektion nach radioaktiven Substanzen, deren Bedeutung in neuerer Zeit ständig zunimmt. Mit radioaktiven oder chemischen Wärmeproduktionen zusammenhängende Unterschiede im Wärmestrom und im Temperaturgradienten geben die Grundlagen für die thermischen Untersuchungsmethoden, die Aufschlüsse über lithologische, stratigraphische und strukturelle Verhältnisse des Untergrundes liefern und ebenfalls in ihrer neueren instrumentellen Entwicklung sowie an Hand instruktiver Beispiele dargestellt werden. Einige Nachträge zu den im 1. Teil des Werkes behandelten Aufschlußverfahren beschließen das Buch. Damit liegt nun in deutscher Sprache wieder ein Lehrbuch der angewandten Geophysik vor, das modernen Ansprüchen entspricht und wegen seiner klaren Darstellungsweise nicht nur den Studierenden der Geophysik eine wertvolle Hilfe sein wird, sondern im besonderen auch den Geologen und Mineralogen, die heute ebenfalls an Problemen und Ergebnissen der angewandten Geophysik stark interessiert sind, sehr willkommen sein wird.

F. Steinhauser, Wien

Einführung in die geometrische und physikalische Kristallographie und in deren Arbeitsmethoden. Von *Franz Raaz* und *Hermann Tertsch*. Dritte, wesentlich erweiterte Auflage. Mit 384 Textabb., XII, 367 S. Wien, Springer-Verlag, 1958. Ganzl. S 288.—, DM 48.—, sfr 49.10, £ 4/1/6.

Es sei vor allem auf die glücklichen Erweiterungen gegenüber der 1. und der kaum veränderten 2. Auflage (Besprechung in dieser Zeitschrift, III. Folge, 2, 395) des bewährten Lehrbuches hingewiesen.

Im kristallmorphologischen Abschnitt des Hauptteiles Kristallographie *(F. Raaz)* wird unter anderem nunmehr der sonst wenig beachteten, aber doch für die Indizierung so bequemen Komplikationsregel gedacht; auch den Ätzfiguren wurde ein kurzes Kapitel gewidmet. Neu sind ferner die Kapitel über

Kristalltracht und über die Schoenflies- und Hermann-Mauguin-Symbole zur Kennzeichnung und Ableitung der Kristallklassen. Durch letzteres Kapitel wird der Übergang zum zweiten Teil der Kristallographie im weiteren Sinne, der in den früheren Auflagen nur kurz gestreift wurde, in Form einer sehr ansprechenden Darstellung der Strukturtheorie unter Aufzeigung ihrer historischen Entwicklung und der Röntgenkristallographie vermittelt. Dieser Abschnitt umfaßt nunmehr fast 80 S. gegenüber 8 S. in der zweiten Auflage. Es kann natürlich nicht Aufgabe eines allgemein einführenden Buches über Kristallographie und Kristallphysik sein, eine ins Detail gehende Behandlung aller Methoden und Varianten der modernen Kristallstrukturforschung zu geben, da wohl sehr viele der studierenden Benutzer des Buches (z. B. viele Geologen und allgemeine Naturkundler) nicht in die Lage kommen werden, sich tiefer in diesen Forschungsbereich einzuarbeiten. Das Nötigste wird in ausführlicherer oder mehr streifender Art, der historischen Entwicklung nach, gebracht: Braggsches Reflexionsgesetz, Laue-Verfahren, Braggsches Spektrometerverfahren, Drehkristall-, Schwenk- und Weissenberg-Verfahren, Pulververfahren, Reziprokes Gitter und der Gang der Strukturanalyse im allgemeinen; all dies unter Beschränkung auf die geometrisch-kristallographische Auswertung, während die Wege der weiteren Strukturbestimmung gerade nur angedeutet werden. Dies bleibt anderen Werken vorbehalten und vor allem in diesem Punkt vermißt man Hinweise auf die umfangreiche, moderne Literatur.

Der zweite Hauptteil (früher nur in der Form der Kristalloptik) wurde wieder von *H. Tertsch* bearbeitet. Es muß sehr begrüßt werden, daß sich dieser Teil nunmehr in einführenden und anschaulichen Darstellungen über das Gesamtgebiet der Kristallphysik erstreckt: Festigkeitserscheinungen aller Art (32 S.), elektrisches und magnetisches Verhalten der Kristalle, Wärmeverhalten und Dichte. Wenig verändert zu werden brauchte das schon in den früheren Auflagen in großer Klarheit dargestellte, nunmehr zirka 100 S. umfassende Kapitel „Kristalloptik"; jedoch werden jetzt auch die Optik absorbierender Kristalle und damit die Grundlagen der Auflichtmikroskopie berücksichtigt. Weitere neue Kapitel behandeln die Zusammenhänge zwischen Kristallbau und optischen Eigenschaften und die Lumineszenzerscheinungen und Verfärbungserscheinungen in knapper Darstellung. — Ein ausführliches Sachverzeichnis schließt das Buch ab.

Das vom Verlag bestausgestattete, reich mit instruktiven, vielfach neu entworfenen Abbildungen versehene Werk entspricht den Absichten der Verfasser, eine einführende Darstellung der theoretischen Grundlagen mit praktischen Hinweisen auf die Verwertung derselben zu geben, in hervorragender Weise.

F. Machatschki, Wien

Steinsalz und Kalisalze. I. Teil. Von *F. Lotze*. Zweite, neubearbeitete Auflage. Mit 226 Textabb., 37 Tab., XI, 466 S. Berlin-Nikolassee: Gebrüder Borntraeger, 1957. Geb. DM 58.80.

20 Jahre sind seit dem Erscheinen der sehr viel benutzten 1. Auflage (unter dem Titel „Steinsalz und Kalisalze, Geologie") vergangen, sodaß eine Neubearbeitung dringlich wurde. Die Neuauflage bringt ohne grundsätzliche Änderung der Gliederung eine Stoffvermehrung. So wurde schon in die Einleitung ein Abschnitt über die Salzmineralien und Salzgesteine eingefügt, der unter anderem eine umfangreiche tabellarische Zusammenstellung der Salzmineralien enthält; sie kann ohne weiteres als Bestimmungstabelle für etwa 40 Salzmineralien verwendet werden, ist aber auch für marine Salze nicht vollständig (es fehlen z. B. Erythrosiderit und Ericait) und führt die typischen vulkanischen Salze und die typischen Salze der abflußlosen Seen und sonstigen terrestrischen Salzab-

lagerungen nicht an, um die der Verfasser aber trotz des Titels des Werkes im Text nicht herumgekommen ist. — Die beiden Hauptteile betreffen: 1. die Salzbildungen der Jetztzeit und 2. die Salzbildungen der geologischen Vergangenheit. Im ersten Teil ist der Abschnitt über Salzabscheidung durch eine Aufnahme der physiko-chemischen Bedingungen erweitert worden, wobei sich der Verfasser auf die Untersuchungen von *J. H. Van't Hoff, E. Jänecke, H. Borchert* usw. stützte; so sind die Tabellen über die Gleichgewichtslösungen bei verschiedenen Temperaturen, die Gleichgewichts- und sonstigen Diagramme und das Ausscheidungsprofil aus der Abhandlung von *Borchert* (Arch. Lagerstättenk. 67, 1940) übernommen. Weiters befaßt sich dieser erste Teil zwangsläufig auch mit den verschiedenen Typen der Salzseen, Salzsümpfe usw. in ariden Gebieten, mit der vulkanischen Salzbildung neben den Randausscheidungen aus dem Meerwasser, marinen Salzseen, Lagunen usw. und den Salzbildungen organisch-sedimentärer Natur.

Der zweite Hauptteil befaßt sich mit den marinen Salzlagerstätten, die zeitlich geordnet vom Kambrium bis zum Quartär behandelt werden, abschließend mit einer Aufstellung der Kalisalzflöze, auch der gering mächtigen. Großen Raum nehmen die Betrachtungen über die Gesetzmäßigkeiten der Salzbildung, über die Beurteilung der allgemeinen Verhältnisse bei fossilen Salzablagerungen und über die Metamorphose der Salzlagerstätten ein. Anschließend kommt die innere und äußere Tektonik der Salzlagerstätten und deren mechanisches Verhalten zur Sprache. Sehr ausführlich wird auch die Salzstockbildung nach Form und Entstehung behandelt; es bestehen mancherlei Ähnlichkeiten in der Lagerungsform mit vulkanischen Intrusionskörpern, wobei deren Gesteinsschlieren die Schichtung des Salzes vertreten. Zahlreiche Beispiele führen zu dem Schluß, daß die Salzstockbildung teils ein epirogener, teils ein orogener Prozeß ist. Die leichte Zerstörbarkeit von Salzlagerstätten durch subaerische, subaquatische oder subterrane Erosion spielt eine bedeutende Rolle; wegen der Löslichkeit der Salze und ihrer Transportfähigkeit in dieser Form gibt sie Anlaß im positiven Sinne zur Bildung von Solquellen, die oft weitab von den Lagerstätten in ursprünglich salzfreien Gebieten auftreten, früher vielfach zur Salzgewinnung genutzt wurden und heute den Grund für die Entstehung von Solbadzonen bilden, wie sich eine solche am Südrand des westfälischen Kreidebeckens findet, die vermutlich aus den weit entfernten Zechsteinsalzen gespeist wird; Schwefelquellen im Ablagerungsraum von Salzbildungen verdanken ihre Entstehung der Reduktion von hauptsächlich Calciumsulfat durch Bitumina. — Neu ist ein letzter Abschnitt über die Beziehungen zwischen Salz und Erdöl, die in genetischer, diagenetischer und tektonischer Hinsicht unter Berücksichtigung der Migrationsmöglichkeiten für das Erdöl in die Hohlräume geeigneter Speichergesteine behandelt werden.

Das Schriftenverzeichnis, nach den Hauptkapiteln in selbständige Teile aufgelöst, ist mit 69 Seiten, dem Handbuchcharakter entsprechend, umfangreich. In seinem ersten Teil (Mineralogie und Petrographie) hätte man auf die Anführung der zahlreichen Einzelarbeiten verzichten können, da eine Vollständigkeit keineswegs erreichbar war und die Arbeiten im Text gar nicht berührt werden. — Das Sach- und Ortsregister ist ein vorläufiges, das am Schluß des II. Bandes durch ein vollständigeres ersetzt wird.

Abschließend ist zu sagen, daß das Erscheinen des Bandes allgemein sehr begrüßt werden wird; er behandelt in flüssiger Darstellung den Stoff erschöpfend und gewinnt ungemein durch die zahlreichen, hochinstruktiven Abbildungen.

Für die Ausstattung des Buches verdient der Verlag allen Dank.

F. Machatschki, Wien

Principles of Geodynamics. Von *A. E. Scheidegger*. Mit 86 Textabb., XI, 208 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag, 1958. DM 49.60.

Der Verfasser verfolgt mit dem vorliegenden Buch den Zweck, die verschiedenen, zum Teil auch schon sehr weit zurückreichenden Ansichten und Auffassungen über die Probleme der Geodynamik, die eine Erklärung der heutigen Oberflächenverhältnisse der Erde zum Ziel hat, im Licht der Ergebnisse des neuesten Standes der Forschung zusammenfassend und kritisch zur Darstellung zu bringen. Dies ist ein sehr verdienstliches Vorhaben, weil es sich hier um Probleme handelt, die hauptsächlich auf hypothetischer Grundlage entwickelt werden mußten, weil eine experimentelle Prüfung wegen der langen Zeit, die zur Verifizierung der Hypothesen durch die wirkliche Entwicklung benötigt würde, und auch durch die Unzulänglichkeit der Bereiche, die den Schauplatz der Vorgänge darstellen, nicht oder nur zum Teil möglich ist. Dies hat zur Folge, daß in der Literatur oft einseitige, durch subjektive Auffassungen der Autoren der verschiedenen Hypothesen stark beeinflußte Darstellungen vorliegen, weshalb eine kritische Koordinierung der verschiedenen Auffassungen sehr nützlich ist.

Zur Übersicht über die bisherigen Annahmen und Erkenntnisse über das Objekt, mit dem es die Geodynamik zu tun hat, wird einleitend ein Überblick über die physiographischen und geologischen Angaben, die die Erde und besonders die Erdkruste und ihre Änderungen im Laufe der Zeit betreffen, und eine Zusammenfassung der gravimetrischen, seismischen, thermischen, magnetischen und geochemischen Angaben und Erkenntnisse über die Erde und den Aufbau der Erde gegeben. Nach einer zusammenfassenden Darstellung der Probleme und Lösungen, die mit der theoretischen Behandlung von kontinuierlichen und diskontinuierlichen Deformationen zusammenhängen und der dabei vorhandenen Schwierigkeiten wird das Grundproblem der Geodynamik, die Anwendung auf die Bestimmung der Deformationen in der Erde und an ihrer Oberfläche entwickelt, wobei nach drei Zeitabstufungen das verschiedene rheologische Verhalten des Materials der Erdkruste und des Erdmantels unter der Wirkung eines Stress von kurzer Dauer (bis zu 4 Stunden), von mittlerer Dauer (von 4 Stunden bis 15.000 Jahren) und von langer Dauer (länger als 15.000 Jahre) unterschieden wird, was in der Anwendung auf verschiedene Erscheinungsformen grundsätzlich zu berücksichtigen ist.

Es werden dann als Wirkung der Rotation der Erde die Figur der Erde, die Polfluchtkraft, die Stabilität der Rotationsachse der Erde, die Polwanderung, Gezeitenkräfte und Corioliskraft und ferner in Anwendung der allgemeinen theoretischen Überlegungen auf einzelne Probleme die Entstehung der Erde und des Mondes, Entwicklung der Kontinente und Ozeane, Orogenese, Kontinentalverschiebung, Verwerfung und Faltung, die Entstehung von Erdbeben, die Entstehung von Meteorkratern, Boudinage, Dome, Vulkane und postglaziale Hebungen behandelt. Die Darstellung dieser Probleme, die bei jedem einzelnen Problem von einer knappen, aber sehr klaren Entwicklung der theoretischen Ansätze und der daraus abgeleiteten Folgerungen ausgeht und dann die aus verschiedenen Theorien gefolgerten Ergebnisse kritisch prüft und vergleicht, ist außerordentlich anregend und ansprechend. Dieses ungewöhnlich inhaltsreiche Buch vermittelt nicht nur einen großen wissenschaftlichen Gewinn und einen schönen Einblick in den heutigen Stand eines schwierigen und komplizierten Wissensgebietes, es ist für den interessierten Leser auch eine genußreiche Lektüre. Das Werk verdient daher größte Beachtung.

F. Steinhauser, Wien

Die Erzlagerstätten der Erde. Band I: Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation. Von *H. Schneiderhöhn*. Mit 143 Abb. im Text und

auf 10 Falttafeln, XIII, 315 S. Stuttgart: Gustav-Fischer-Verlag, 1958. Geb. DM 34. .

Die Kriegsverhältnisse und die Umstände in den ersten Nachkriegsjahren verhinderten die Vollendung des im ersten Teil 1941 erschienenen „Lehrbuches der Erzlagerstättenkunde" des Verfassers. Er entschloß sich, eine völlige Neubearbeitung, erweitert auf ein Handbuch, herauszubringen, das alle wichtigen und bestbekannten Lagerstätten erfassen soll. Die für die Abfassung angenommenen Gesichtspunkte werden in den meisten Belangen allgemein anerkannt werden.

Der einleitende Abschnitt ist einem kurzen, hinweisenden Enblick in Mineralogie, Petrographie und Geologie gewidmet. — Der II. Abschnitt bringt Allgemeines über die liquidmagmatischen Lagerstätten der Frühkristallisationen und ihre basischen Stammagmen und in diesem Zusammenhang auch eine Übersicht über die Stoffgliederung, die in mancher Hinsicht von früheren Gliederungen des Verfassers (z. B. im obengenannten Lehrbuch und in seinen „Kurzvorlesungen") abweicht, schon in der scharfen Trennung zwischen den magmatischen Frühkristallisationen mit ihren autohydratisierten Umwandlungen und pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangsformen und den postgranitischen Restkristallisationen; der Unablösbarkeit der Erzlagerstätten von den silikatischen basischen Begleitmineralien und Begleitgesteinen wird voll Rechnung getragen. — Abschnitt III behandelt die wichtigen Chromitvorkommen in regionaler Anordnung, wie auch bei den späteren Gruppen ausgehend von Mineralogie und Chemismus (die extrem Fe_2O_3- und FeO-reichen Chromite von Wyoming könnte man besser als Chromomagnetite bezeichnen. Ref.), den Nebengesteinen, dem Gefüge der Erze, das eine genetische Zuordnung gestattet, Aufbereitung, Gewinnung und Verwendung. — Abschnitt IV geht von der Geochemie des Nickels aus und behandelt die Nickelmagnetkies-(Pentlandit)-Kupferkies-Lagerstätten, besonders eingehend begreiflicherweise die Sudburylagerstätten; leider reichen beim Nickel die Produktionsdaten nur bis 1943. — Abschnitt V befaßt sich mit den liquidmagmatischen Platin-Lagerstätten: Platin usw. in Chromitgesteinen und in Nickelmagnetkiesgesteinen (hier meist unter Vorwiegen von Pd) mit einem Überblick über die Konzentrationsvorgänge der Pt-Metalle (daß das Platin in den Sulfiden in das Gitter eingebaut sei [S. 181, 183 und 203/204] dürfte nicht allgemein anerkannt werden. Ref.). — Abschnitt VI handelt von den Titanomagnetitlagerstätten unter Mitberücksichtigung ihrer Vanadiumführung. — Der letzte Abschnitt gilt den liquidmagmatisch-pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten, wobei in einem großen Erzkörper (z. B. Kirunatyp) echte intrusivmagmatische Teile mit pneumatolytischen Einflüssen nur in den Randpartien, Teile mit pneumatolytischen Mineralien (Hämatit, Apatit, Karbonate, Turmalin) im Erz selbst und hydrothermale Verdrängungspartien (Hämatit in verkieseltem und serizitisiertem Effussivgestein) nahe beieinanderliegend unterschieden werden können. In diese Gruppe sind auch die autohydratisierten Lagerstätten (analog den Serpentinen) mit Chromit, Platinmetallen und Nickelmagnetkiesen zu stellen, ebenso die Apatit-Nephelinlagerstätten.

Außer den im Text genannten Büchern und Arbeiten finden sich am Ende des Bandes noch ein 342 Nummern umfassendes Literaturverzeichnis und getrennte, ausführliche Sach-, Orts- und Namensverzeichnisse.

Die Darstellung ist flüssig und weitestgehend eigenständig, erwachsen aus den umfangreichen Beobachtungen des Verfassers. Sie wird durch die zahlreichen, ausgezeichneten Diagramme, Kartenbeilagen, Skizzen und schematischen Profile höchst instruktiv ergänzt.

F. Machatschki, Wien

Einführung in die Gesteinswelt. Zweite, vermehrte und verbesserte Auflage. Von *H. Schumann*. Mit 52 Abb., XI, 189 S. Dresden und Leipzig: Verlag von Th. Steinkopff, 1957. Geb. DM 9.30. (Lizenzauflage des Verlages Vandenhoeck & Ruprecht in Göttingen für die DDR.)

Das Büchlein ist als Einführung für Studierende und naturwissenschaftlich Interessierte in das Gebiet der Gesteinskunde gedacht. Es soll vor allem jene Wissenslücke schließen, die durch die Zurückdrängung der Mineralogie und Geologie im naturwissenschaftlichen Unterricht an den höheren Schulen in den vergangenen Jahrzehnten entstanden ist. Etwa ein Drittel des Textes ist der Beschreibung der gesteinsbildenden Mineralien, der Rest den Gesteinen gewidmet, wobei 42 Mineral- und 50 Gesteinsarten behandelt werden. Die Erklärung der Gesteinsentstehung folgt der klassischen Linie im Sinne von *Rosenbusch* und *Niggli*. Es wäre auch ohne Zweifel schwierig, den modernen Stand der Petrogenesis in einer so elementaren Darstellung wiederzugeben. Hervorzuheben sind die zahlreichen Hinweise auf die Verwitterung, Bodenbildung und technischen Eigenschaften der Gesteine sowie die für den Anfänger recht nützliche Etymologie der Mineral- und Gesteinsnamen. Im Anhang findet sich eine geologische Zeittafel mit den wichtigsten Ereignissen der Erdgeschichte in Mitteleuropa und der Entfaltung des Tier- und Pflanzenreiches. In einer Tabelle sind die im Text besprochenen Minerale und Gesteine und ihre megaskopisch erkennbaren Eigenschaften übersichtlich zusammengestellt. Das Buch ist somit sehr geeignet, Laien und jene, die sich dem Studium der Erdwissenschaften zuwenden wollen, in die Grundtatsachen dieses Wissensgebietes einzuführen.

Bei aller notwendigen Kürze wäre es doch wünschenswert, wenn in einer allfälligen weiteren Auflage so wichtige Felsarten wie Granulit, Tonalit und Granodiorit berücksichtigt werden könnten. Nicht einverstanden sind wir mit der Definition von Mergel als aus „viel toniger Substanz, reichlich Sand und Kalk" bestehend. Mergel sind pelitische Gesteine ohne Sandgehalt. Tritt eine psammitische Komponente hinzu, so bezeichnen wir das Gestein als sandigen Mergel.

H. Wieseneder, Wien

Prospektion von Uran- und Thoriumerzen. Von *G. Zeschke*. Mit 26 Textabb., 4 Tab., VIII, 76 S. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 1956. Geb. DM 13.—.

Diese Schrift wendet sich an Mineralogen, Geologen, Bergingenieure, Chemiker und alle sonstig an der Auffindung und Beschürfung von Uran- und Thoriumerzen interessierten Kreise. Einleitend wird das Vorkommen dieser Elemente behandelt (13 Seiten), dann die radioaktive Strahlung besprochen (3 Seiten). Der Aufzählung der radioaktiven Minerale (8 Seiten) folgt ein Kapitel über die Prospektions- und Nachweismethoden (29 Seiten). Den Abschluß bildet ein Kapitel über die Ausbeute und Bewirtschaftung (7 Seiten) sowie im Anhang ein Mineralverzeichnis, das Schrifttum und die Mineraltabellen.

Leider enthält diese Schrift viele Fehler und fachliche Unklarheiten. Um nur einige anzuführen: Im Kapitel „Radioaktive Strahlung und Strahlungsintensität" wird z. B. auf S. 14 eine unzureichende und zum Teil unrichtige Definition der „Isotope" gegeben. Ebenso zählen weder „Strontium" noch „Cäsium" noch „Zirkonium" zu natürlichen, radioaktiven Elementen. Im Kapitel „Radioaktive Minerale" wäre z. B. auf S. 20 das Wort „Konstitutionswasser!" durch „Kristallwasser" zu ersetzen. Den unzureichendsten Abschnitt stellt jener über die Strahlungsmessung dar. Auf S. 29 beschreibt der Autor den Geiger-Müller-Zähler wie folgt: „Treffen radioaktive Strahlen, also Alpha-, Beta- und Gamma-Strahlen auf

gewisse *Gase,* die sich in einem *bestimmten physikalischen Zustand befinden (Vakuum),* so ionisieren sich diese und *machen den elektrischen Strom leitend.* Diese Erscheinung nutzt man im Geiger-Müller-Zählrohr aus. Im Zählrohr befinden sich Edelgase, z. B. Krypton, Neon oder auch Argon und dazu häufig auch organische *Flüssigkeiten,* die eine Selbstauslösung verhindern sollen ... Der Impuls wird verstärkt, d. h. jede Entladung bewirkt über einen, mit dem Zählrohr in Serie geschalteten Widerstand, einen Spannungsstoß. Die Spannungsstöße werden einer *Schaltung* zugeführt, die sie in Stromstöße verwandelt."

Auch auf den folgenden Seiten finden sich noch eine große Anzahl sprachlicher Unklarheiten. *A. Preisinger,* Wien

Lagerstättenkunde. *Kolloquium Sedimentäre Erzlagerstätten des Schwefelkreislaufes.* IX. Berg- und Hüttenmännischer Tag, 13. bis 15. Juni 1957 (Freiberger Forschungshefte: C 44). Mit 21 Textabb., 4 Abb. auf 1 Farbtafel und 1 Kartenbeilage, 48 S. Berlin: Akademieverlag. 1958. Brosch. DM 5.—.

Die Broschüre enthält vier bemerkenswerte Aufsätze: *W. Schwarz,* Die Bakterien des Schwefelkreislaufes und ihre Lebensbedingungen; *E. Kautzsch,* Die sedimentären Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins; *J. Lombard* und *R. Moussu,* Flözartige Kupfervorkommen in der Permo-Trias des hohen Atlas (Marokko); *O. Oelsner,* Eine epimetamorph umgewandelte und teilweise tektonisch mobilisierte Blei-Zinkerzlagerstätte des Schwefelkreislaufes im Erzgebirge. *H. Borchert* schließt überdies mit einem Auszug aus einer ausführlichen Veröffentlichung im Schneiderhöhn-Festband d. N. Jb. f. Miner. Abh. *91,* 1957: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. *F. Machatschki,* Wien

Principles of Geochemistry. Von *Brian Mason.* Zweite Auflage. Mit 48 Textabb., 43 Tab. und 2 Append., IX, 310 S. New York: John Wiley & Sons, Inc. 1958. Geb. $ 8.50.

Besprechung der ersten Auflage in dieser Zeitschrift III, 3, 288.

In der neuen Auflage findet man in allen Teilen kleinere oder größere Zusätze und Umarbeitungen, wie sie durch die Aufnahme der neuesten Daten nötig wurden. So sieht z. B. die neue Tabelle über die Elementhäufigkeit im Universum (Tab. 5 auf S. 21) dadurch wesentlich anders aus als in der ersten Auflage, daß die früheren *Goldschmidt*schen Daten (1937) durch die von *Suess* und *Urey* (1956) ersetzt wurden; demgemäß mußte auch die graphische Darstellung der Mengenverhältnisse gegen eine neue ausgetauscht werden. Ähnliches, wenn auch in viel geringerem Ausmaß, gilt auch für die Tabelle über die Durchschnittszusammensetzung der Erdkruste. Im Zusammenhang mit dem Kapitel über die vorgeologische Entwicklung des Erdballes werden nunmehr auch die neuen Theorien über die Entstehung des Lebens behandelt. Erweitert wurde der Abschnitt Kristallchemie unter Verwendung neuerer Werte über die Wirkungsradien der Ionen; größerer Raum ist hier auch den Erscheinungen der Polymorphie zugebilligt worden. Größere Änderungen verlangte der Abschnitt über die Feldspäte auf Grund der neueren (in manchen Punkten verwirrenden! Ref.) Untersuchungsergebnisse. Neu ist in diesem Kapitel auch eine Tabelle über die geochemisch wichtigen Elektronegativitäten der häufigeren Ionen; auf die Wichtigkeit der Wasserstoffionenkonzentration und des Oxydationspotentials bei der Sedimentbildung wird nunmehr besonders hingewiesen. Sonst ist das Kapitel über Sedimentation wie auch die über die Hydrosphäre und die Atmosphäre ohne größere Veränderungen übernommen worden. Im Kapitel über die Biosphäre ist der Abschnitt über das Erdöl und seine Ent-

stehung stärker erweitert und die Tabelle über die Zusammensetzung der Kohlenaschen revidiert worden. Bei der Behandlung der metamorphen Gesteine wurde nunmehr das Faziesprinzip stärker in den Vordergrund gestellt und ein Abschnitt über die akzessorischen Elemente in solchen Gesteinen eingefügt. Völlig umgearbeitet wurde das Schlußkapitel „Der geochemische Kreislauf" unter Hinweis auf die Isotopenseparation bei geologischen Vorgängen und die Energieänderungen im Zuge der Entwicklung des Erdballes und des Universums.

Wie in der ersten Auflage ist auch jetzt jedem Kapitel ein Verzeichnis ausgewählter Literatur nachgesetzt. Die Erhöhung der Seitenzahl gegenüber der ersten Auflage erklärt sich zum Teil aus der veränderten Drucktechnik unter deutlicher Heraushebung der Titel der Unterabschnitte. — Die beiden Anhangstabellen betreffen Atomgewichte und Ionenradien für 6-Koordination (nach *Ahrens*) und die geologische Zeitskala. Der Index ist sehr eingehend.

Ref. kann den Schlußabsatz in der Besprechung der ersten Auflage nur unterstreichen. Das Buch ist in noch höherem Umfang ein wertvoller, auf den neuesten Stand gebrachter Studienbehelf geblieben, der darüber hinaus noch das Interesse an der geochemischen Forschung zu fördern bestimmt ist.

F. Machatschki, Wien

Die Minerale Kärntens. I. Teil. Carinthia II. 21. Sonderheft. Von *Heinz Meixner.* Mit 37 Abb. auf 16 Taf., 147 S. Klagenfurt: Verl. d. Naturw. Ver. für Kärnten. 1957.

Die systematische mineralogische Durchforschung des Landes Kärnten wurde im Jahre 1853 durch *F. v. Rosthorn* und *J. L. Canaval* angebahnt; später erschienen derartige Zusammenstellungen von *H. Höfer* (1871) und *A. Brunlechner* (1884). Nach längerer Pause setzte der Verfasser die mineralogische Durchforschung des Landes in verstärktem Umfange fort (1938 und vorliegende „Landesmineralogie"). Damit stieg seit 1853 die Zahl der für das kleine Land Kärnten erkannten Mineralarten von 80 auf 294. Es handelt sich nicht allein um eine Nennung der in Kärnten gefundenen Mineralien (Anordnung und Formelschreibung nach *H. Strunz*), sondern für die selteneren wird auch eine vollständige Aufzählung der Fundorte mit Hinweisen auf das Schrifttumsverzeichnis gegeben. Letzteres umfaßt 342 Nummern. Daran schließt sich ein Fundortverzeichnis, jeweils unter Anführung aller an den betreffenden Fundpunkten angetroffenen Mineralien. Ein Mineralnamenregister schließt die Broschüre ab.

Sicherlich ist niemand anders heute mit den Fundpunkten in Kärnten besser vertraut als der Verfasser, der fast alle genannten Fundorte selbst besucht hat; besonders die von ihm sehr geförderte Gemeinschaft der Mineraliensammler Kärntens wird die verdienstvolle, aus reicher Erfahrung schöpfende Zusammenstellung sehr zu schätzen wissen.

F. Machatschki, Wien

Nachrichten

Bericht über die Gründungsversammlung der International Mineralogical Association. Madrid, April 1958

Anläßlich des 4. Internationalen Kongresses für Kristallographie in Montreal (Kanada) fand am 16. Juli 1957 die Organisationstagung für die zu gründende „International Mineralogical Association" statt. Es wurde von 14 Delegierten der Beschluß gefaßt, im April 1958 in Spanien die 1. Tagung zwecks Aufstellung der Statuten abzuhalten.

Dank dem Entgegenkommen des Bundesministeriums für Unterricht wurde es mir ermöglicht, Österreich bei der Beschlußfassung der Statuten der International Mineralogical Association zu vertreten.

An der Tagung nahmen die Vertreter folgender Länder teil:

Belgien, Deutschland, Finnland, Frankreich, Großbritannien, Italien, Japan, Kanada, Niederlande, Österreich, Schweden, Spanien, USA und USSR.

Die gefaßten Statuten enthalten unter anderem folgende Beschlüsse:

Der Name der Organisation soll „International Mineralogical Association" lauten.

Das Objekt der Vereinigung soll die Förderung der internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Mineralogischen Wissenschaft sein. Mitglieder der Vereinigung sollen mineralogische Gesellschaften (oder gleichwertige, repräsentative Körperschaften von Mineralogen) von nationalem Charakter sein. Von jedem Land soll nur eine solche Gesellschaft oder Körperschaft vertreten sein. Im folgenden wird das Wort „Mitgliedgesellschaft" für die repräsentierende Körperschaft gebraucht.

Jede Mitgliedgesellschaft soll das Recht haben, durch einen Delegierten mit Stimmrecht vertreten zu sein. Jede Mitgliedgesellschaft kann bis zu maximal vier Zusatzdelegierte entsenden, die jedoch kein Stimmrecht haben.

Die Vereinigung soll so viele Kommissionen zur Ausführung haben, als es die Geschäftstagung der Delegierten entscheidet.

Auf dieser Tagung wurden 4 Kommissionen gewählt: Internationale mineralogische Abstracts, neue Mineralien und Nomenklatur, mineralogische Daten und schließlich Museen.

Diese Kommissionen, denen je ein Vertreter einer Mitgliedgesellschaft angehört, haben die Aufgabe, die Koordinierung und Vereinheitlichung vorzubereiten. So werden z. B. die internationalen Abstracts, sobald die Zustimmung aller beteiligten Länder vorliegt, in Englisch erscheinen. England und die USA haben sich bereits koordiniert und wollen im kommenden Jahr mit gemeinsamen Abstracts beginnen.

A. Preisinger, Wien

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft hat in ihrer Generalversammlung vom 24. März 1958 die Friedrich-Becke-Medaille an die Professoren *Clifford Frondel* (Cambridge, Mass.) und *Penti Eskola* (Helsinki) verliehen. — Prof. Dr. *C. W. Correns-Göttingen* wurde zum auswärtigen Mitglied der Kgl. Schwedischen Akademie der Wissenschaften gewählt.

Am 29. Jänner 1958 starb Prof. Dr. *Helge Backlund*, em. Professor der Geologie und Petrographie an der Universität Uppsala, im Alter von 79 Jahren. Professor *Backlund* war unter anderem Dr. phil. h. c. an der Universität Wien und Träger der Friedrich-Becke-Medaille der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Vom 10. bis 12. Juni 1959 findet in Stockholm (Karolinska Institutet) eine Tagung der Commission on Crystallographic Apparatus der International Union of Crystallography statt. Anmeldungen bis 1. März 1959 an Dr. *W. Parrish*, Philips Laboratories, Irvington-on-Hudson, New York, USA.

Nachtrag zu Bd. 6, S. 405, 2. Absatz:

Während der Drucklegung wurde bekannt, daß im Kramer Distrikt auch die Mg-Borate Inderit und Lesserit vorkommen (*Frondel* und *Morgan*, ferner *Frondel, Morgan* und *Waugh*, Amer. Miner. 41).

A. Pabst, Berkeley

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal und dem Mineralogischen Institut der Universität Wien

Zur Geochemie des Selens in ostalpinen Erzen

Von

W. Rockenbauer*

Mit 2 Textabbildungen

(Eingegangen am 2. Januar 1959)

A. Einleitung

Während über die Verbreitung des Elementes Selen in den verschiedenen sulfidischen Erzen außeralpiner Gebiete in den letzten Jahren einige Arbeiten erschienen sind, ist über sein Vorkommen in den Ostalpen fast nichts bekannt. Nur *H. Meixner* (Lit. 14) beschreibt einen Fund von elementarem Selen auf den Halden des Glanzkohlenbergbaues Seegraben.

Geochemie des Selens in Erzen

V. M. Goldschmidt und seine Mitarbeiter (Lit. 12) gaben zuerst die wichtigsten Daten für S : Se-Verhältnisse in verschiedenen Sulfiden, Erzen und Gesteinen an.

S. Bergenfelt (Lit. 1) veröffentlichte 1953 eine Arbeit über die Verteilung des Selens in sulfidischen Erzen des Skellefte-Distrikts (Nordschweden). Selenhaltige Erze (Selenkobellit und -cosalit mit 4—6% Se) aus dieser Gegend waren schon früher bekannt. *S. Bergenfelt* (Lit. 1) untersuchte auf 10 Lagerstätten alle vorkommenden Sulfide, um die Verteilung des Selens zu studieren. Es ergab sich in groben Zügen eine Abnahme des Selengehaltes in der Reihenfolge:

Bleiglanz (1—1·5% Se) — Kupferkies (bis 0·14% Se) — Arsenopyrit (0·04 bis 0·16% Se) — Zinkblende (0·001—0·09% Se) — Pyrit (0·001—0·03% Se) — Magnetkies (0·001—0·007% Se).

Die durchschnittlichen Selengehalte der untersuchten Lagerstätten zeigten starke Unterschiede, wie auch der Gehalt an Selen bei ein und demselben Erz auf derselben Lagerstätte sehr variieren kann. Der Selengehalt des Pyrits scheint bei höheren Gehalten an Arsen und Kupfer höher zu sein, wenn auch kein sicherer Zusammenhang zwischen Selen und Arsen festgestellt werden konnte. Im Falle der Boliden-Mine dürften Zusammenhänge zwischen den Gehalten an Selen einerseits sowie Wismut und Antimon anderseits bestehen (Ursache: Einschlüsse kleiner Mengen selenhaltiger Sulfosalze?).

* Derzeit: Abteilung für seltene Metalle. Ciba AG, Basel (Schweiz).

Tab. 1. *Verhältnisse Se : S (Lit. 12, 60, 21)*

	Se : S
1. Primäre magmatische Sulfide	
a) Magnetkies-Pentlanditausscheidungen basischer Tiefengesteine	1 : 7.000
b) Magmatische Schwefel- und Kupferkiese	1 : 10.000 — 1 : 20.000
2. Pneumatolytische und hochhydrothermale Sulfide	1 : 400 — 1 : 20.000
3. Mittel- und tiefhydrothermale Sulfide	1 : 70.000 — 1 : 250.000
4. Sedimentäre sulfidische Eisenverbindungen	1 : 100.000 — 1 : 500.000
5. Sedimentäre oxydische Fe-Mn-Erze	1 : 83 — 1 : 1.260
6. Tone und Tonschiefer	1 : 26 — 1 : 31.000
7. Durchschnitt für die gesamte Erdkruste	1 : 5.770 1 : 1.600 * 1 : 1.000 *

* Ältere Angaben nach *I.* und *W. Noddak* (Lit. 15) und *W. W. Scerbina* (Lit. 21).

Kurz nach der Arbeit von *S. Bergenfelt* (Lit. 1) erschien eine Arbeit von *A. B. Edwards* (Lit. 7) über Selengehalte australischer Sulfidlagerstätten. Nach diesen Untersuchungen nehmen die Selengehalte in den Sulfiden in folgender Reihenfolge ab: Kupferkies — Arsenopyrit — Pyrit — Magnetkies — Zinkblende — Bleiglanz.

Tab. 2. *Se-Gehalte und Se : S-Verhältnisse nach A. B. Edwards*

	Se-Gehalt in Prozenten	Se : S
Sedimentäre Eisensulfide	0·0001 — 0·0009	1 : 39.000 — 1 : 500.000
Hydrothermale Pyritlagerstätten	0·0002 — 0·013	1 : 3.800 — 1 : 250.000
Magnetkies	0·0003 — 0·003	1 : 8.500 — 1 : 81.000
Kupferkies	0·001 — 0·011	1 : 2.800 — 1 : 21.000

Während Zinkblende und besonders Bleiglanz nach *S. Bergenfelt* selenreich erscheinen, stehen diese Erze hier am Ende der Reihe. Aus obig angegebenen Se : S-Verhältnissen ist, im Vergleich zu den Angaben von *V. M. Goldschmidt* (Lit. 12) zu folgern, daß ein tiefes Se : S-Verhältnis (unter 1 : 10.000) ziemlich sicher eine hydrothermale Bildung verrät, während ein hohes Verhältnis noch keine sedimentäre Bildung bedeuten muß, da sich die Werte weitgehend überschneiden. Auf Grund dieser Wertung wurden einige Lagerstätten unbekannter Genese als hydrothermal gedeutet.

In jüngster Zeit erschienen Arbeiten von *J. Čadek* und *J. Doležal* (Lit. 2) sowie von *R. G. Coleman* und *M. Delevaux* (Lit. 6).

J. Čadek und *J. Doležal* (Lit. 2) untersuchten 10 Mineralproben aus verschiedenen böhmischen Fundorten auf Selen und fanden ebenfalls in einer Magnetkiesprobe den geringsten Selengehalt, während sich die Selenkonzentra-

tionen in Zinkblende und verschiedenen Pyritproben in derselben Größenordnung bewegten. Auch hier waren hydrothermale Pyrite im Durchschnitt etwas selenreicher als solche sedimentärer Herkunft.

R. G. Coleman und *M. Delevaux* (Lit. 6) untersuchten die Selengehalte verschiedener, in Sedimenten der westlichen Staaten der USA vorkommender Sulfide. Abnorm hohe Selengehalte wurden angetroffen, so bis 18% Se in Bleiglanz, bis 5% in Pyrit, bis 0·65% in Markasit.

Tab. 3. *Se-Gehalte von Erzen aus Sedimenten der westlichen Staaten der USA nach R. G. Coleman und M. Delevaux*

Stratigraphisches Alter des Nebengesteins	Selen im Durchschnitt	In Sulfiden des Erzkörpers	In Sulfiden der „Gangart"
Jura	0·17%	0·20%	0·14%
	(Daneben Höchstgehalte von 5% Se in Pyrit und 4·9% in Kupferglanz, beide mit Seleniden verunreinigt.)		
Trias	0·0015%	0·0019%	0·0012%
Tertiär	0·04%	0·087%	0·0015%
Kreide	0·0058%		

Außerdem wurde das Vorkommen des Selenminerals Ferroselit ($FeSe_2$) festgestellt. Es wurde nachgewiesen, daß Selen nur bis zu 3% den Schwefel im Pyrit vertreten kann, während PbS und PbSe eine isomorphe Mischreihe bilden.

Die Analysen der Erze zeigen stratigraphische Unterschiede. Auch innerhalb der gleichen Lagerstätte ist eine Varianz der Konzentration feststellbar (siehe Tab. 3).

Tab. 4. *Selengehalte verschiedener sulfidischer Erze*

Erz	Konzentration maximal	> 1%	5000—9999 ppm	1000—4999 ppm	500—999 ppm	200—499 ppm	100—199 ppm	55—99 ppm	10—49 ppm	10 ppm	Zahl der Proben insgesamt
Bleiglanz	1·5%	2	—	1	—	1	—	1	2	14	21
Zinkblende	900 ppm	—	—	—	1	3	—	1	9	27	41
Kupferkies	2100 ppm	—	—	2	2	7	5	4	22	1	43
Pyrit	300 ppm	—	—	—	—	3	10	16	43	40	115
Markasit	11 ppm	—	—	—	—	—	—	—	1	7	8
Magnetkies	63 ppm	—	—	—	—	—	—	3	11	6	20
Troilit	132 ppm	—	—	—	—	—	1	1	—	—	2

Von anderen Arbeiten sind zu nennen:

C. W. Carstens (Lit. 4), der in sedimentären Pyriten < 1 ppm, in hydrothermalen Vorkommen 20—30 ppm Se fand, *K. T. Williams* und *H. G. Byers* (Lit. 28), *G. V. Vakhrushev* (Lit. 27) sowie *T. Tsuge* und *S. Terada* (Lit. 26).

Aus diesen Arbeiten (ausgenommen der von *R. G. Coleman* und *M. Delevaux* [Lit. 6]) ergibt sich folgende Tabelle der Selengehalte verschiedener sulfidischer Erze (zusammengestellt unter Benützung einer Arbeit von *M. Fleischer* [Lit. 10]):

B. Die Analysenmethode

Fast alle Untersuchungen über die Geochemie des Selens bedienen sich kolorimetrischer und auch gravimetrischer Analysenmethoden. Erst in letzter Zeit wurde eine polarographische Methode benützt.

Da die Spektralanalyse in bezug auf Schnelligkeit, geringe Probenmenge, Arbeitsaufwand, Probenaufbereitung, Störung der Bestimmung durch andere Elemente usw. den anderen Methoden überlegen ist, wurde eine spektographische Methode ausgewählt. Es gibt jedoch nur wenige spektrochemische Methoden mit deren Hilfe die Bestimmung geringster Gehalte von Nichtmetallen möglich ist.

Speziell für das Selen erschienen nur zwei Methoden wert weiter untersucht zu werden: die Methode von *C. Feldman* (Lit. 8), der im Kohledauerbogen durch Beimischung von Tellur zu selenhaltigen Proben eine Nachweisgrenze von fast 0·01% Se erreichte, und die Arbeiten von *A. Gatterer* und *V. Frodl* (Lit. 11), die sich mit der analytischen Anwendung der bereits bekannten elektrodenlosen Anregung von Nichtmetallen in evakuierten Hartglasrohren mittels hochfrequenter elektrischer Schwingungen befaßten.

Die Nachweisgrenze für Selen wird von *Gatterer-Frodl* mit 0·01% angegeben, die bei Versuchen mit synthetischen Testmischungen im sichtbaren Spektralbereich erreicht wurde. Eine Aufnahmemethodik für Mineralanalysen wurde nicht ausgearbeitet.

Da die zweite Methode die erforderliche Nachweisgrenze von 0·001% erhoffen ließ, wurden Versuche zur Ausarbeitung einer Analysenmethode für Erze angestellt.

Andere Analysenmethoden (wie z. B. die Methode nach *K. Pfeilsticker* [Lit. 16]) wurden nicht weiter untersucht, da entweder eine weitgehende Probenvorbereitung notwendig ist, oder eine zu geringe Nachweisgrenze aufscheint.

Nach Beendigung der in dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungen konnte vom Verfasser (Lit. 19) noch eine wesentlich empfindlichere Analysenmethode ausgearbeitet werden, die es gestattet, mit Hilfe des sogenannten „Doppelbogens" nach *Shaw-Joensuu-Ahrens* Selen bis zu einer Grenzkonzentration von 0·0001% nachzuweisen. Diese Methode soll für genauere und speziellere Untersuchungen über die Geochemie des Selens eingesetzt werden, worüber in weiteren Arbeiten berichtet werden soll.

Es ist auch möglich, Selen röntgenfluoreszenzspektrographisch bis zu sehr geringen Konzentrationen hinab zu erfassen. Die Nachweisgrenze in elementarem Schwefel liegt nach *H. F. Carl* und *W. J. Campbell* (Lit. 3) bei 0·001%, in Pyriten bei 0·01% Se. Nach eigenen unveröffentlichten Versuchen ist jedoch auch bei Pyriten eine Nachweisgrenze von 0·001% erreichbar, bei Einhaltung bestimmter Bedingungen können noch geringere Gehalte bestimmt werden.

1. Die Versuchsanordnung

Analog *Gatterer-Frodl* wurde vorerst versucht, im sichtbaren Spektralbereich zu arbeiten, jedoch mit geringem Erfolg, da bei geringen Selenkonzentrationen die schwachen „letzten Linien" von den starken auftretenden Banden fast vollkommen überdeckt wurden.

Der Übergang vom sichtbaren Spektralbereich in das tiefe Ultraviolett erwies sich in jeder Hinsicht als vorteilhaft. Im Spektralbereich unter 2800 Å treten fast keine Banden auf, auch schwache Selenlinien sind auf dem fast bandenfreien Untergrund sehr gut zu erkennen.

Die verwendete Apparatur besteht aus:

a) Optische und photographische Einrichtung:

Quarzspektrograph Zeiss Q 24; Direktabbildung der Lichtquelle auf dem Spalt mit Hilfe des Quarzkondensors F = 80 mm; Abstand Kondensor = Spalt 106 mm. Spaltweite $^{10}/_{1000}$ mm, eventuell auch auf $^{8}/_{1000}$ zu verkleinern. Kamerablende 1/30. Ilford Q 2 (Extra-dünn)-Platten, mit Ilford I. D. 13 Entwickler. $2^1/_2$ Min. bei 20° C entwickelt.

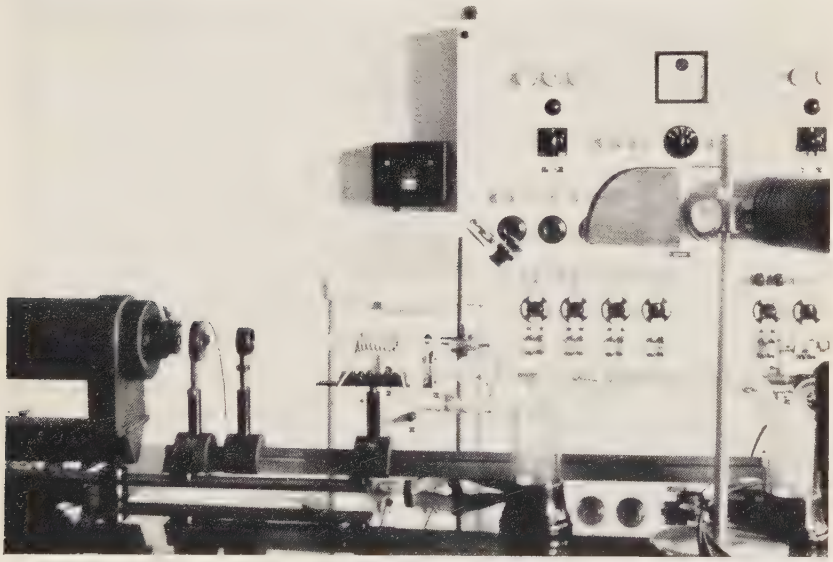


Abb. 1. Gesamtansicht der Apparatur zur spektral-analytischen Selenbestimmung.

b) Hochfrequenzgenerator und Anregungseinrichtung:

„Ultratherm" der Firma Siemens-Reiniger; $\lambda = 6$ m, Leistung 300 Watt. Zuleitungen zur Spirale aus Kupfer, ϕ 5 mm, Länge = $\lambda/4$. Die zuerst verwendeten Kupferspiralen mit 10 Windungen wurden, wegen zu geringer Leistung, gegen eine Spirale aus einem Silberrohr mit 5 mm ϕ ausgetauscht.

c) Vakuumanlage und Glasteile:

Vakuumpumpstand mit Leybold D-5 Röntgen-Ölluftpumpe mit Glasleitung zur optischen Bank. Manometer nach *McLeod* (selten verwendet, meist wurde nach dem Klang der Pumpe und nach der Länge der Leuchtsäule im Anregungsrohr gearbeitet). Anregungsrohr mittels mehrerer Schliffteile beweglich angeordnet.

Anregungsrohr aus Quarzglas, restliche Schliffteile aus Hartglas, Schiffchen zur Probeaufnahme aus Quarzglas (Abmessungen $45 \times 12 \times 5$ mm).

Schliffett: Apiezon „T" (Shell). Die Schliffe blieben auch bei höheren Temperaturen dicht.

Reinigung von Röhren und Schiffchen mit heißem Königswasser und Glühen auf 1000°.

Siehe Abb. 1: Apparative Anordnung zur spektrographischen Selenbestimmung.

2. *Die Aufnahmemethodik*

Auch im ultravioletten Spektralbereich geben unvorbereitete Proben nur sehr schlechte Spektren. Versuche, durch Beimischung von Alkalihalogeniden und anderen Alkalisalzen zu besseren Aufnahmen zu gelangen, schlugen ebenfalls fehl. Die Empfindlichkeit wurde noch mehr gedrückt, da bei z. B. NaCl-Beimischung sogar die Schwermetalle angeregt wurden (Bildung flüchtiger Chloride, besonders Fe).

Erst eine Vorbehandlung mit rauchender Salpetersäure gab den erwünschten Erfolg.

Folgende Arbeitsvorschrift wurde nun eingehalten:

Nach gründlicher Reinigung der Anregungsröhre, nach Ausglühen bei 1000° und darauffolgendem Erkalten werden 100 mg der feinst gepulverten Proben in die ebenfalls ausgeglühten Schiffchen eingewogen, im Schiffchen mit wenigen Tropfen rauchender HNO_3 vorsichtig zersetzt und dann im Trockenschrank bei 110° getrocknet. In der für die Trocknung nötigen Wartezeit kann die Apparatur aufgebaut werden. Nach vollständiger Trocknung wird das Schiffchen so in das Rohr eingeführt, daß es etwa in der Mitte, oder etwas weiter vorne, in Richtung des Fensters, zu liegen kommt und der Rohrschliff in den oberen Schliff des Verbindungsstückes eingeschoben (wobei am besten der Schliff vorher noch etwas gefettet wird). Nun kann die Silberspirale darübergeschoben, Vakuumpumpe und Hochfrequenzgenerator eingeschaltet werden. Bei 16 V zeigen sich die ersten schwachen Leuchterscheinungen in der Röhre; innerhalb 30—45 Sek. wird langsam auf 18 V gesteigert; dies ist die „Vorwärmezeit". Erst nach diesem Zeitraum wird der Verschluß geöffnet und die Belichtungszeit beginnt, die im allgemeinen 5 Min. dauert (nur bei Leerlaufspektren 4 Min.); bei der gleichzeitigen Erhöhung der Anregungsspannung auf 19—19·5 V verschwinden die restlichen Feuchtigkeitsspuren; das emittierte Licht wird bedeutend schwächer und dunkelrot bis violett. Nach ungefähr 45 Sek. ist diese erste Stufe vorbei, das Leuchten wird stärker und nimmt einen weißlich-blauen Ton an; nach ungefähr 3—4 Min. ist alles verdampft; hier findet ein gewisser Farbwechsel statt: das weißlich-blaue Leuchten verschwindet, ein gelber Farbton mischt sich ein. Das Rohr beginnt zu glühen, ebenso das Schiffchen. Nach 5 Min. wird der Verschluß geschlossen, die Anregungsspannung langsam verringert, dann ganz ausgeschaltet und zum Schluß die Vakuumpumpe abgedreht. Nach Öffnen des Lüftungshahnes an der Pumpe wird bis zum Druckausgleich und bis zum Auskühlen des heißen Rohres gewartet, dann die Schliffverbindung geöffnet und das Rohr entfernt. Die ganze Anlage ist nun wieder betriebsbereit:

ein anderes Rohr mit neuer Probe kann eingeschoben und die nächste Aufnahme durchgeführt werden. Es ist nun vorteilhaft, zwischen den einzelnen Aufnahmen die Röhren leer anzuregen, und zwar unter denselben Bedingungen, wie bei der Aufnahme einer Substanz; dadurch können eventuelle Verunreinigungen sofort festgestellt werden.

Bei Aufnahmen von Bleiglanzen, Zinkblenden, Fahlerzen und eventueller anderer sulfidischer Erze bleiben Probenvorbereitung und Aufnahmevorgang gleich; während die Rohre nach Aufnahmen von Bleiglanz und Zinkblende wieder verhältnismäßig leicht zu reinigen sind, verunreinigen Sb-Fahlerze und Antimonerze die Rohre sehr stark. Bei der Aufbereitung anderer sulfidischer Erze als Schwefelkiese ist Salpetersäure vorsichtig zuzusetzen, da meist stärkere Reaktion erfolgt.

Im „Leerlaufspektrum" sind neben den Quecksilberlinien (herrührend vom Quecksilber der Hochvakuumapparatur) und den Linien des Schwefels (merkbar erst nach einigen Aufnahmen) nur eine Anzahl von Banden zu beobachten. Diese Banden im kurzwelligen Spektralbereich sind jedoch weit schwächer als diejenigen im Sichtbaren. Genauere Untersuchungen über Art und Herkunft dieser Banden wurden nicht durchgeführt.

Nebenbei soll noch erwähnt werden, daß Proben, die *überwiegend* oder *reine* Halogensalze enthalten, auch im sichtbaren Spektralbereich fast keine Banden geben; dieser Effekt ist besonders bei Silberhalogeniden beobachtbar und für Nachweis und Bestimmung der Halogene von Bedeutung.

Die Auswertung der Aufnahmen erfolgte durch visuellen Vergleich der Selenlinien mit solchen von Eichmischungen abgestufter Konzentration (0·001%, 0·003%, 0·01%, 0·03%). Diese Eichmischungen wurden durch Einwaage von 100 mg $FeSO_4$ und den entsprechenden Mengen Selenlösung (SeO_2-Lösung) hergestellt, im Schiffchen mit wenigen Tropfen HNO_3 analog den Proben aufbereitet, getrocknet, und genau wie die Kiese aufgenommen. Der Vergleich der „Eichplatte" mit den Eichproben und der Platte mit den Aufnahmen kann im Doppelprojektor, der das Nebeneinanderprojizieren von zwei Spektren gestattet, am besten erfolgen. Gleichzeitig kann mit Hilfe dieser Einmischungen die Nachweisgrenze festgestellt werden. Für Tellur wurde ähnlich verfahren. Genauigkeit der Methode: ± 50%.

Für beide Elemente konnte noch eine Absolutempfindlichkeit von 1 γ erreicht werden, das sind 10 γ/g oder 10 g/to oder 0·001%. Bei manchen Aufnahmen ist der Wert von 0·001% nur mehr sehr schwierig nachweisbar, während manche Aufnahmen (z. B. die Eichreihe mit $FeSO_4$- und SeO_2-Lösungen) noch den Nachweis von 0·0005% Se erlaubten. Die richtige Steigerung der Anregungsspannung ist dafür hauptsächlich maßgebend. (Siehe auch: [Lit. 20].)

3. Die zur Auswertung verwendeten Selenlinien

(Tabelle 5)

	Wellenlänge	Intensität	Störlinien und deren Intensität
Se I	2039·85	(1000)	Zn II 2039·3 } Bei Q 24 von Se 2039·85 Sn I 2039·5 } getrennt, bei *Sb F* 2039·7 Bei Vorhandensein von Sb andere Se-Linien verwenden (am besten: 2062·76).
Se I	2062·79	(800)	Zn II 2062·01 LL (7) Cd 2062·00 F 5 Sb 2063·5 F 5 N 2063·5 III 50 N 2063·99 III 10 Fe 2063·7 B 3 Diese Linien liegen in der Nähe der Selenlinie; sie stören bei gleichzeitiger Anwesenheit (Q 24 und enger Spalt vorausgesetzt) kaum, können höchstens zu Verwechslungen Anlaß geben.
Se I	2074·80	(1000)	O II 2074·32 1 As 2074·5 F 12 O 2075·5 4 Die beiden Sauerstofflinien stören nicht, die Arsenlinie manches Mal bei Anwesenheit von viel As und mittlerem Spalt. Eine leichte Bande, die über diese Linie normal zu liegen kommt, erschwert ebenso Auffindung der Se-Linie bei geringsten Gehalten.

4. Die quantitative Aufnahmemethodik

Die halbquantitative visuelle Auswertung genügt für geochemische Zwecke meist vollkommen, da die Schwankungen im Spurenelementgehalt einer Lagerstätte oft ebenso groß wie die Fehlergrenze dieser Methode sind. Es ist jedoch prinzipiell möglich, diese Methode für quantitative Bestimmungen zu benutzen, wie kurz beschrieben werden soll:

Als Grundmatrix der Eichreihen wurde diesmal ein selenfreier Pyrit genommen (Grobkies von Tessenberg); er wurde ebenso fein gemahlen, 100 mg eingewogen, mit entsprechenden Mengen einer SeO_2-Lösung versetzt, mit wenigen Tropfen HNO_3 aufbereitet, im Trockenschrank getrocknet und zur Aufnahme bereitgestellt. Als

Selenlösung diente eine Lösung mit 100 γ Se/cm³ (= 140·6 γ SeO_2/cm³). Die Eichmischungen wurden in folgenden Konzentrationsstufen hergestellt:

0·001% 0·003% 0·01% 0·03% 0·1% Se

Die Aufnahmen erfolgten unter genau den gleichen Bedingungen wie bei halbquantitativen Bestimmungen; ebenso Entwicklung und Trocknung.

Die Eichmischung von 0·001% Se ist wohl für visuelle Auswertung noch sehr gut geeignet, für die photometrische Ausmessung zwecks Aufstellung einer Eichkurve konnten jedoch nur die Werte von 0·003%, 0·01%, 0·03% und 0·1% Se herangezogen werden.

Photometer: eingebautes Photometer am Projektor der „Optica Milano" (Nr. 629).
Photometerspalt 0·3 mm, Empfindlichkeit 100%, Akku-Spannung 5·9 Volt ± 0·05 Volt.

Verwendete Linien (siehe auch Tab. 5):

Se I 2164·16 erst ab 0·003% zu sehen, schwächer als die anderen drei Selenlinien. Diese gibt die beste Eichkurve aller vier Linien; empfehlenswert bei Selengehalten über 0·01%.

Se I 2074·8 auch bei Verwendung dieser Selenlinie noch gut brauchbare Eichkurven, besonders für niedrige Prozentgehalte (ab 0·003%) verwendbar. Manches Mal leider durch Banden gestört.

Se I 2062·8 } für photometrische Auswertung kaum brauchbar: die
Se I 2039·8 } einzige brauchbare Schwefellinie liegt zu weit entfernt, die Absorption des Quarzes ist stark. Se I 2039·8 auch durch Sb gestört.

Photometriert wurde gegen die Linie S 2169 Å. Diese Linie wird sehr gleichmäßig angeregt, und eignet sich gut als Bezugslinie zur photometrischen Vermessung.

Mit Hilfe dieser Eichkurven wurden folgende Selengehalte in drei Pyritproben festgestellt:

Mullwitzaderl	0·005% Se
Agordo	0·008% Se
Myrthengraben	0·013% Se

Die Genauigkeit dieser Methode dürfte bei einfacher photometrischer Auswertung ± 15% betragen. Dieser Wert hängt jedoch stark von der Sorgfalt der Aufbereitung der Probe ab. Schlechte Aufbereitung gibt zu tiefe Resultate, dasselbe kann auch bei Nichteinhaltung der Anregungsbedingungen beobachtet werden.

C. Analysenergebnisse

Tab. 6 a. *Selengehalte in ostalpinen Erzen*

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
1	Abfaltersbach (Osttirol)	Magnetkies in Quarz	< 0·001	
2	Abfaltersbach (Osttirol)	Kupferkies derb	< 0·001	
3	Agordo (Italien)	Pyrit derb mit Kupferkies und Quarz	0·01	
4	Agordo (Italien)	Pyrit dicht mit Kupferkies und Quarz	< 0·001	
5	Agordo (Italien)	Pyrit derb	0·005	
6	Agordo (Italien)	Pyrit von der Halde, stark verwittert	0·003	
7	Agordo (Italien)	Pyritimprägnation in Quarz	< 0·001	
8	Agordo (Italien)	Kupferkies derb (Stufe wie Probe 5)	< 0·001	
9	Agordo (Italien)	Bleiglanz	< 0·001	
10	Agordo (Italien)	Zinkblende	0·001	
11	Ankogl	Pyrit xx	0·001	0·005% Te
12	Ankogl	Pyrit xx	< 0·001	
13	Arzbachgraben bei Neuberg, Mürz (Stmk.)	Pyrit xx	< 0·001	
14	Außervillgraten (Osttirol)	Magnetkies mit Pyrit	0·003	
15	Bärnbad, Hollersbachtal (Salzburg)	Pyrit derb mit Kupferkies, Bleiglanz, Tetradymit und Cosalit im Quarz	0·005	0·005% Te
16	Bedowina, Predazzo	Pyrit xx mit Kupferkies	0·003	0·01% Te
17	Bernstein, Schirmitzgraben (Burgenland)	Pyrit xx aus Serpentin	< 0·001	
18	Bleiberg, Stefanie-Grube	Pyrit aus Carditaschiefer	< 0·001	
19	Bleiberg (Kärnten)	Zn-Flugstaub, Hütte Gailitz	0·001	
20	Breitenau, Mixnitz (Steiermark)	Pyrit derb im Magnesit	0·003	
21	Breitenau, Mixnitz (Steiermark)	Pyrit derb im Magnesit	0·003	
22	Cinque Valli, Valsugana	Pyrit derb mit Kupferkies und Quarz	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
23	Cinque Valli, Valsugana	Kupferkies und Quarz mit Malachit	< 0·001	
24	Edelgraben, Admont (Steiermark)	Pyrit xx	< 0·001	
25	Eichberg, Semmering (Niederösterreich)	Bournonit	0·1	0·1% Te
26	Eichberg, Semmering (Niederösterreich)	Pyrit xx	0·01	
27	Eichberg, Semmering (Niederösterreich)	Antimonit	0·02	
28	Eisenerz, Erzberg	Pyrit derb	0·003	
29	Erfurter Weg, Rauris (Salzburg)	Pyrit aus Mineralkluft	< 0·001	
30	Fallsteinwand bei Werfen (Salzburg)	Pyrit derb mit ZnS und PbS im Muschelkalk	< 0·001	
31	Feistritzgraben (Steiermark)	Bruchstücke derben Pyrits	< 0·001	
32	Flattschach (Steiermark)	Kupferkies xx im Kalzit	< 0·001	
33	Gand (Tirol)	Fahlerz	< 0·001	
34	Giglerbaue, Schladming (Steiermark)	Pyrit derb in dichtem Gangquarz	< 0·001	
35	Glashütte Schlaining (Burgenland)	Schwefelkies derb	< 0·001	
36	Gloggnitz, Riebeckitgneis (Niederösterr.)	Kupferkies derb	0·001	
37	Gloggnitz, Riebeckitgneis (Niederösterr.)	Bleiglanz xx aus Riebeckitgneis	0·003	
38	Goldrano, Trient	Kupferkiesimprägnation in Quarz mit Glimmer	0·003	
39	Goldzeche (Salzburg)	Bleiglanz	0·003	
40	Goldzeche (Salzburg)	Pyrit derb mit Kupferkies und PbS im Siderit	< 0·001	
41	Gollrad-Eisenerz	Pyrit xx	< 0·001	
42	Kleiner Grabanz, Finkenstein (Kärnt.)	Fahlerz	0·001	
43	Graden bei Voitsberg (Steiermark)	Pyrit-Aggregate im Quarz	< 0·001	
44	Grill, Montagnago	Pyrit derb mit Quarz	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
45	Grillenberg, Payerbach (Niederösterreich)	Pyrit (210) mit etwas Kupferkies im Eisenspat	0·001	
46	Groß-Florian (Steiermark)	Pyrit, feine xx in Quarz	< 0·001	
47	Groß-Fragant	Pyrit derb mit Quarzader durchzogen	0·005	
48	Groß-Fragant	Pyrit derb	0·005	0·001% Te (?)
49	Groß-Fragant	Kupferkies derb mit etwas Gangquarz	0·003	
50	Groß-Stübing (Steiermark)	Pyrit derb mit Kalkspat in Gangquarz	< 0·001	
51	Grundlsee, Gipsbergwerk (Oberösterr.)	Pyrit	< 0·001	
52	Grundlsee, Gipsbergwerk (Oberösterr.)	Bleiglanz	< 0·001	
53	Gulsen, Kraubath (Steiermark)	Pyrit xx (100) oberflächlich limonitisiert	0·005	
54	Haidgraben, Semmering	Pyrit derb (knollig) in graphitischem Schiefer	< 0·001	
55	Heiligenblut (Kärnten)	Bruchstücke von Pyrit xx (210)	< 0·001	
56	Hirth (Kärnten)	Pyrit, fahlbandartige Imprägnation im Marmor	< 0·001	
57	Hüttenberg (Kärnten)	Limonitisierte Pyritkristalle, aufgewachsen auf derbem Pyrit	< 0·001	
58	Hüttenberg, Gassnerstrecke	Pyrit xx auf Kalkspat	< 0·001	
59	Idria, Jugoslawien	Zinnober	0·001	
60	Kallwang (Steiermark)	Pyrit derb	0·001	
61	Kathrein a. d. Laming (Steiermark)	Pyrit xx (210) aus Kalk	< 0·001	
62	Kardeis, Großes Arltal	Pyrit derb	< 0·001	
63	Kitzbühel, Kelchalpe	Kupferkies derb	< 0·001	
64	Kleiner Burgstall, Stubai (Tirol)	Kleine Pyrit xx in Quarz aus den Raibler Schichten	< 0·001	
65	Kleinlobming (Steiermark)	Magnetkies in Amphibolit	0·003	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
66	Kliening, Lavanttal (Kärnten)	Feinkristalline Pyrit-aggregationen in Gangquarz	< 0·001	
67	Knappenstube, Prägraten	Magnetkies derb	< 0·001	
68	Knappenstube, Tobelgraben, Simmerlach	Pyrit derb	0·003	
69	Kohlberg, Bachergebiet (alter Römerstollen)	Pyrit derb	< 0·001	
70	Kreealm, Großes Arltal	Pyrit derb mit Quarz	< 0·001	
71	Lamnitz, Pollitzenberg (Kärnten)	Pyrit xx im Amphibolit	0·003	
72	Lamprechtsberg, Lavanttal (Kärnten)	Magnetkies derb mit Zinkblende	< 0·001	
73	Leogang	Fahlerz	< 0·001	
74	Loisental, Pozorita, Slowenien	Pyrit derb	< 0·001	
75	Mitterberg (Salzburg)	Pyrit derb mit Quarz	0·003	
76	Mitterberg (Salzburg)	Pyrit verwachsen mit Kupferkies	< 0·001	
77	Mitterberg (Salzburg)	Bruchstück derben Kupferkieses	< 0·001	
78	Mitterberg (Salzburg)	Fahlerz	0·005	
79	Mittersill (Salzburg)	Pyrit dicht mit feinkörnigem Bleiglanz	0·001	
80	Mullwitzaderl (Osttirol)	Pyritknollen leicht angewittert	0·005	0·01% Te
81	Myrthengraben, Semmering	Pyrit neben Gips	0·01	
82	Myrthengraben, Semmering	Fahlerz	0·02	
83	Myrthengraben, Semmering	Bleiglanz	≈ 1·0	
84	Myrthengraben, Semmering	Pyrit (neben Enargit)	0·02	
85	Myrthengraben, Semmering	Enargit	< 0·001	
86	Myrthengraben, Semmering	Fahlerz (neben Enargit)	0·03	
87	Myrthengraben, Semmering	Bleiglanz	> 1·0	
88	Nußdorf an der Mur (Steiermark)	Pyrit xx mit Hämatit und Kalkspat	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
89	Nöckelberg, Leogang	Fahlerz	< 0·001	
90	Oberdorf, Tragöß (Steiermark)	Pyrit xx	< 0·001	
91	Oberschäffleralm (Kärnten)	Markasit-Pyrit (Oolithbank aus Cardataschiefer)	< 0·001	
92	Oberzeiring (Steiermark)	Pyrit derb	0·001	
93	Öblarn (Steiermark)	Pyrit derb	0·005	
94	Pamera, Valsugana	Pyrit derb mit Quarz in Chlorit	0·001	
95	Panzendorf (Osttirol)	Pyrit feinkristallin	< 0·001	
96	Panzendorf (Osttirol)	Magnetkies neben $CuFeS_2$	< 0·001	
97	Pfeifenbergeralm (Salzburg)	Magnetkies mit Kupferkies und Pentlandit	< 0·001	
98	Pfundererberg (Südtirol)	Pyrit derb	0·01	
99	Pfundererberg (Südtirol)	Kupferkies in Quarz	0·005	
100	Pfundererberg (Südtirol)	Bleiglanz	0·003	
101	Pianezza, Trient	Pyrit derb mit Arsenkies und Kupferkies in Quarz	< 0·001	
102	Pireschitz-Schelesno, Slowenien	Pyrit derb	< 0·001	0·005% Te!
103	Plattenkogel, Bad Gastein	Pyritknollen außen verwittert	< 0·001	
104	Plozeri, Valsugana	Kupferkies mit PbS, ZnS und Kalkspat	< 0·001	
105	Predazzo, SW-Runse (Südtirol)	Bleiglanz	0·001	
106	Predoi (Prettau), Ahrntal	Kupferkies derb	0·03	
107	Pregossi, Valsugana	Pyrit	0·001	
108	Prein, Rax	Kupferkies auf Fe-Spat	0·001	
109	Prigglitz bei Gloggnitz (Niederösterreich)	Kupferkies	0·001	
110	Pusterwald, Hirnkogel (Steiermark)	Magnetkies derb	< 0·001	
111	Rabenstein, Frohnleiten (Steiermark)	Pyrit xx auf Kalkspat	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
112	Radhausberg (Salzburg)	Pyrit	< 0·001	
113	Radhausberg (Salzburg)	Pyritschlich	< 0·001	
114	Röhrerbichel (Salzburg)	Kupferkies derb mit Quarz	< 0·001	
115	Romaten, Bad Gastein (Salzburg)	Pyrit aus Syenitgneis	< 0·001	0·005% Te
116	Roncegno, Valsugana	Kupferkies und Pyrit derb	0·003	
117	Rotgülden (Salzburg)	Pyrit derb und Kupferkies	< 0·001	
118	Roveda, Valsugana	Pyrit xx neben Arsenkies, Quarz und PbS xx in grünem Porphyr	< 0·001	
119	Schaufelgraben, Gleichenberg (Stmk.)	Pyrit, Gänge im Liparit	< 0·001	
120	Scheinitzen (Kärnten)	Pyrit derb mit ZnS, PbS, Muschelkalkvererzung	< 0·001	
121	Schellgaden, Stübelbau (Salzburg)	Pyrit und PbS in Quarz	< 0·001	
122	Schendlegg, Rax (Niederösterreich)	Fahlerz	0·05	
123	Schloßberg, Lienz (Osttirol)	Pyrit derb und ZnS und PbS in Quarz	< 0·001	
124	Schloßberg, Lienz (Osttirol)	Pyrit und PbS in Quarz	< 0·001	
125	Schneeberg (Südtirol)	Magnetkies und ZnS, $CuFeS_2$ und Siderit	< 0·001	
126	Schneeberg (Südtirol)	Bleiglanz	0·02	
127	Schneeberg (Südtirol)	Falkmannit derb	0·02	
128	Schwarzenbach-Dienten (Salzburg)	Pyrit derb mit $CuFeS_2$ und Quarz	< 0·001	
129	Schwarzleo (Erasmusgrube) (Salzburg)	Pyrit derb	< 0·001	
130	Schwaz (Tirol)	Fahlerz	< 0·001	
131	Schurfspitze, Lungau (Salzburg)	Magnetkies in Quarz, vereinzelt Pyrit	< 0·001	
132	Silberpfennig, Bad Gastein (Salzburg)	Pyrit	< 0·001	
133	Siror-Primiero, Trient	Pyrit xx im Quarzitschiefer	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
134	S. Orsola, Valsugana	Kupferkiesimprägnation im Quarz	< 0·001	
135	St. Lorenzen, Paltental (Steiermark)	Pyrit xx im Schiefer	0·003	
136	Stollhofen (Osttirol)	Magnetkies derb	0·001	
137	St. Peter am Kammersberg (Steiermark)	Pyrit feinkristallin in Quarz	< 0·001	
138	Straßeck bei Vorau (Steiermark)	Pyrit neben Arsenkies und PbS in Quarz	< 0·001	
139	Stübinggraben (Steiermark)	Pyrit derb mit ZnS	< 0·001	
140	St. Martin, Rosegg (Kärnten)	Tetraedrit	< 0·001	
141	Terlan (Südtirol)	Pyrit derb mit PbS, ZnS	< 0·001	
142	Tessenberg (Osttirol)	Pyrit grobkristallin	< 0·001	
143	Trattenbach (Niederösterreich)	Pyrit aus graphitischem Glimmerschiefer	0·005	
144	Travignolo, Valsugana	Pyrit derb in zersetztem Gestein	< 0·001	
145	Trofaiach (Steiermark)	Pyrit xx	< 0·001	
146	Turrach	Außen limonitisierter derber Pyrit	0·005	
147	Tweng-Mauterndorf (Salzburg)	Pyrit xx in Fahlschiefer	0·001	
148	Unterweißenbach, Feldbach (Stmk.)	Pyrit xx aus Basalttuff	< 0·001	
149	Val Daone, Adamello	Magnetkies derb neben Pyrit	< 0·001	
150	Val di Breguzzo, Adamello	Pyrit xx in Quarz	< 0·001	
151	Martelltal (Südtirol)	Kupferkies neben Quarz in Chloritschiefer	< 0·001	
152	Ultental (Südtirol)	Kupferkies mit PbS	< 0·001	
153	Val Sorda, Valsugana	Pyrit derb	< 0·001	
154	Vetriolo-Stollen, Valsugana	Pyrit derb aus Hangendschiefer	0·003	
155	Viarago, Valsugana	Pyrit derb mit PbS und Kalkspat	< 0·001	
156	Vigo Rendena	Magnetkies, daneben Pyrit	< 0·001	

Probe Nr.	Fundort	Beschreibung der Probe	% Se	Bemerkung
157	Veitsch, Sattlerkogel (Steiermark)	Fahlerz	0·02	
158	Walchen-Öblarn (Steiermark)	Bleiglanz	0·05	
159	Waldenstein (Kärnten)	Pyrit xx	< 0·001	
160	Weiz-Weizklamm (Steiermark)	Pyrit xx (100)	< 0·001	
161	Wolfbach-Taxenbach (Salzburg)	Pyrit derb mit Eisenspat und Kupferkies	0·001	
162	Zederhaus-Knöllalpe, Lungau	Pyrit feinkristallin	< 0·001	
163	Zinkwand (Schladming) (Steiermark)	Fahlerz	< 0·001	

Tab. 6 b. *Selengehalte in außeralpinen Erzen*

Probe Nr.	Art der Probe	Beschreibung der Probe	% Se	% Se Angabe in Literatur	Bemerkung
A 1	Bodenmais, Bayern	Magnetkies derb	< 0·001		
A 2	Campo Pisano, Sardinien	Pyrit — Markasit derb	< 0·001		
A 3	Dognacza, Banat	Pyrit xx	< 0·001		
A 4	Falun, Schweden	Pyrit derb	< 0·001	0·0007	
A 5	Gavorano b. Orselo, Italien	Pyrit xx	< 0·001		
A 6	Maissau, Niederösterreich	Kupferkies im Granit	< 0·001		
A 7	Marbach bei Krems, Niederösterreich	Pyrit aus Marmor	< 0·001		
A 8	Rio Marina, Elba	Pyrit xx	< 0·001		
A 9	Rio Tinto, Spanien	Derber Pyrit	< 0·001		
A 10	Rio Tinto, Spanien	Pyrit derb	0·005		Verschiedene Angaben, Durchschnitt 0·003 bis 0·006, vereinzelt bis 0·08%
A 11	Schemnitz, Slowakei	Pyrit xx auf Zinkblende	< 0·001		
A 12	Schlaggenwald, Sachsen	Kupferkies derb auf Eisenspat	< 0·001		
A 13	Stratoniki, Chalkidike, Griechenl.	Pyrit xx mit Gangquarz	0·001		

Probe Nr.	Art der Probe	Beschreibung der Probe	% Se	% Se Angabe in Literatur	Bemerkung
A 14	Sudbury, Kanada	Magnetkies derb mit Pentlandit	0·01	0·003	
A 15	Sulitjelma, Norwegen	Pyrit derb oder xx (100)	0·005	0·004 0·0025	
A 16	Traversella Brosso, Piemont	Pyrit xx	$< 0{\cdot}001$		
A 17	Trepča, Jugoslawien	Pyrit derb mit Bleiglanz xx und Gangquarz	$< 0{\cdot}001$		
A 18	Wieselburg, Niederösterreich	Pyrit, kugelige Aggregate	$< 0{\cdot}001$		

* Selennachweis mit Doppelbogen: $< 0{\cdot}0001\%$.

D. Diskussion der Ergebnisse

I. Vorkommen von Selen in den Ostalpen

Insgesamt wurden 163 Proben ostalpiner Herkunft auf ihren Selengehalt geprüft. Diese Proben gliedern sich wie folgt:

Tabelle 7 a

	Probenanzahl	Proben mit Se-Gehalten über 0·001%	Prozentanteil	Höchstwert	Durchschnitt
Pyrit	103	34	34%	0·02%	$\sim 0{\cdot}0005\%$
Kupferkies	19	7	37%	0·03%	$\sim 0{\cdot}0005\%$
Fahlerz und andere komplexe Sulfide	16	9	56%	0·1%	$\sim 0{\cdot}005\%$
Magnetkies	12	3	25%	0·003%	$< 0{\cdot}001\%$
Bleiglanz	10	8	80%	$> 1\%$	0·01—0·1%

Daneben wurden noch je eine Zinkblende- und Zinnober- sowie Flugstaubprobe untersucht. Der in der Tabelle angegebene Durchschnittswert kann nur abgeschätzt werden, da die Absolutwerte der Gehalte $< 0{\cdot}001\%$ unbekannt sind.

Wenn auch die Probenauswahl statistisch unzureichend ist, da die dazu benötigte Zahl an Proben nicht zur Verfügung stand, so kann doch aus obiger Tabelle ersehen werden, daß die Wahrscheinlichkeit eines Selengehaltes über 0·001% bei den verschiedenen Sulfiden in folgender Reihenfolge abnimmt:

Bleiglanz — Fahlerz und andere Sulfosalze — Kupferkies + Pyrit — Magnetkies.

Die 63 Erzproben, in denen Selen nachgewiesen werden konnte, verteilen sich auf folgende Konzentrationsstufen:

Tabelle 7 b

Art der Probe	> 0·01% Se	0·01%—0·1% Se	0·001% bis 0·01% Se	Insgesamt
Pyrit	—	5	29	34
Kupferkies	—	1	6	7
Fahlerz und andere komplexe Sulfide	1	6	2	9
Magnetkies	—	—	3	3
Bleiglanz	2	2	4	8
Zinkblende	—	—	1	1
Zinnober	—	—	1	1

II. Die regionale Verteilung der Selengehalte in Erzen

Tab. 8 gibt trotz geringer Probenanzahl einen statistischen Überblick über die regionale Verteilung des Selens in der ostalpinen Metallprovinz. Die Einteilung folgt teilweise der von *E. Schroll* (Lit. 24, 25) für die Spurengehalte in Pb-Zn-Erzen gewählten regionalen Gliederung.

Abb. 2. Die Verbreitung des Elements Selen in den Ostalpen.

Tab. 8. *Regionale Verteilung der Selengehalte in ostalpinen Erzen*

Erzbezirk	Gesamtzahl der Pyrite/Se-haltige Pyrite	Maximalgehalt in Pyriten, in Prozenten	Gesamtzahl anderer Erze/ Se-haltige andere Erze	Maximalgehalt in anderen Erzen, in Prozenten
I. Tauernfenster				
1. Ostteil	15/1	0·001	3/1	0·003
2. Westteil	4/4	0·005	6/4	0·03
II. Ostalpin-muride Decken				
1. Semmeringgebiet	6/5	0·02	12/11	> 1·0
2. Übrige Grauwackenzone	16/8	0·005	10/4	0·05
3. Übriges Paläozoikum	9/3	0·003	—	—
4. Altkristallin	13/3	0·005	5/1	0·003
III. Ostalpin-periadriatischer Raum				
1. Paläozoikum der Karawanken	—	—	2/0	—
2. Altkristallin	7/3	0·003	3/1	—
IV. Judikarischer Raum				
1. Bozener Quarzporphyrplateau	8/0	—	—	—
2. Altkristallin der Umgebung des Quarzporphyrs	13/8	0·01	8/5	0·005
3. Adamellogebiet	1/0	—	5/1	0·003
V. Trias	5/0	—	1/0	—
VI. Tertiär	3/0	—	—	—

Selenreiche Erze findet man vor allem im Semmering- und Wechselgebiet, im westlichen Teil des Tauernfensters, in der Kreuzeckgruppe und den meisten Lagerstätten Südtirols außerhalb des Bozener Quarzporphyres.

Selenarm sind dagegen im allgemeinen die Erzvorkommen des östlichen Tauernfensters, der westlichen Grauwackenzone im übrigen Paläozoikum, des Altkristallins, der Deffreggengruppe, des Bozener Quarzporphyrplateaus, sowie Schwefelkiese aus den Pb-Zn-Lagerstätten der Trias und aus dem südsteirischen Vulkangebiet.

Im besonderen soll die Verbreitung des Selens in einzelnen Lagerstättengruppen behandelt werden.

I/1. Erze aus dem östlichen Tauernfenster

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
11	Ankogel	Pyrit aus Mineralkluft	0·001	0·005
12	Ankogel	Pyrit aus Mineralkluft	< 0·001	—
29	Erfurterweg	Pyrit aus Mineralkluft	< 0·001	—
103	Plattenkogel	Pyrit	< 0·001	—
115	Romaten	Pyrit	< 0·001	0·005
39	Goldzeche	Bleiglanz	0·003	—
40	Goldzeche	Pyrit	< 0·001	—
55	Heiligenblut	Pyrit	< 0·001	—
112	Radhausberg	Pyrit	< 0·001	—
113	Radhausberg	Pyritschlich	< 0·001	—
132	Silberpfennig	Pyrit	< 0·001	—
117	Rotgülden	Pyrit	< 0·001	—
121	Schellgaden	Pyrit	< 0·001	—
131	Schurfspitze	Magnetkies	< 0·001	—
62	Kardeis	Pyrit	< 0·001	—
70	Kreealm	Pyrit	< 0·001	—
97	Pfeifenberger Alm	Magnetkies	< 0·001	—
162	Zederhaus/Knöllalpe	Pyrit	< 0·001	—

Die Erze der hochhydrothermalen Goldvererzung, bei der *W. Petrascheck* * eine altalpine (Typ Schellgaden) und eine jungalpine (Typ Radhausberg) unterscheidet, sind im allgemeinen äußerst arm an Selen (Nr. 40, 112, 113, 117, 121, 132). Der Selengehalt im Bleiglanz von der Goldzeche ist mit 0·003% noch niedrig. Nach *E. Schroll* (Lit. 24, 25) sind diese Erzvorkommen durch das Vorkommen von Te in der Vergesellschaftung mit Bi gekennzeichnet.

Ebenso zeigen andere goldführende Lagerstätten des ostalpinen Altkristallins, wie Kliening, Flattschach oder Straßeck, keine nennenswerten Se-Gehalte in den Kieserzen.

Die Pyrite aus Mineralklüften (Nr. 11, 12, 29, 103, 115) sind in vergleichbarer Weise arm an diesem Element. Bei einer Probe war allerdings Se (0·001%) nachweisbar. In zwei derartigen Pyritproben konnten Spuren an Te festgestellt werden.

Mit Hilfe der empfindlicheren Doppelbogenmethode wurde in Probe Nr. 12 (Ankogel) 0·0002% Se und in Nr. 103 (Plattenkogel) 0·0001% Se bestimmt (Lit. 20).

Die Kieslager des Großarltales, die bereits in der Grünschieferzone liegen, sind gleichfalls äußerst Se-arm. Hier wäre nach *V. M. Goldschmidt* (Lit. 13) ein höherer Se-Gehalt zu erwarten gewesen, wenn liquidmagmatische Magnetkiesanreicherungen in basischen

* Die alpine Metallogenese. Jb. geol. B. A. *90* (1945), S. 129—149.

Gesteinen vorliegen sollten (siehe auch *O. Friedrich* [Lit. 10]). Zweifellos ist bei diesen Kieslagern aber der Einfluß der alpinen Metamorphose nicht zu übersehen, der in gleichem Maße auch für die altalpine Goldvererzung gilt. Dagegen ist es bemerkenswert, daß der Magnetkies von der Pfeifenberger Alm, der nach *O. Friedrich* (Lit. 10) als liquidmagmatische Ausscheidung erkannt wurde, Se-frei ist.

Nicht begründbar erscheint noch der relative Se-Reichtum in den Kiesen der Lagerstätte von Groß-Fragant, der an den südlichen Grünschieferzug gebunden ist und bei den Erzen aus dem westlichen Tauernfenster Erwähnung findet (siehe unten).

I/2. Erze aus dem westlichen Tauernfenster

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
15	Bärenbad	Pyrit	0·005	0·005
47	Groß-Fragant	Pyrit	0·005	-
48	Groß-Fragant	Pyrit	0·005	0·001 ?
49	Groß-Fragant	Kupferkies	0·003	—
67	Knappenstube, Prägraten	Magnetkies	< 0·001	—
80	Mullwitzaderl	Pyrit	0·005	0·01
106	Predoi, Ahrntal	Kupferkies	0·03	—
125	Schneeberg, Südtirol	Magnetkies	< 0 001	—
126	Schneeberg, Südtirol	Bleiglanz	0·02	—
127	Schneeberg, Südtirol	Falkmannit	0·02	—

Die untersuchten Erze aus dem westlichen Tauernfenster erweisen sich als wesentlich selenreicher als die aus dem Ostteil, der auch eine andere Lagerstättenführung besitzt. Nur zwei Magnetkiesproben haben weniger als 0·001% Se. Der Se-Gehalt von 0·03% in einem Kupferkies aus dem Ahrntal ist extrem hoch.

Der Se-Gehalt in den Erzen von Groß-Fragant wurde schon oben erwähnt. Interessant erscheint das gleichzeitige Vorkommen von Se und Te in Erzen aus dem Bärenbad im Hollersbachtal und vom Mullwitzaderl im Venedigergebiet, welche als höherthermale Bildungen gedeutet werden könnten. Die Sonderstellung des Vorkommen vom Bärenbad wurde allerdings schon von *H. Leitmeier* (Lit. 14) betont, wobei durch nicht allzu magmaferne hydrothermale Lösungen aus dem Zentralgneisbereich eine Vererzung an der Grenze zur Grauwackenzone auftritt. Der höhere Se-Gehalt würde der Auffassung von *V. M. Goldschmidt* (Lit. 13) entsprechen, wonach das Se in heißthermal gebildeten Erzen angereichert erscheint. Trotzdem soll auf das Auftreten typisch epithermaler Spurenelemente in der Zinkblende von der dem Vor-

kommen von Bärenbad benachbarten Pb-Zn-Lagerstätte, von der Achselalpe sowie auch vom Mullwitzaderl verwiesen werden. *E. Schroll* (Lit. 24, 25) hat in den Blenden Gehalte an Hg, Ga und Ge angegeben. Damit unterscheidet sich auch die Vererzung des Venedigergebietes in ihrem Chemismus von der der eigentlichen Tauerngoldgänge.

Von der Lagerstätte Schneeberg/Südtirol wurden je eine Magnetkies-, Bleiglanz- und Falkmannitprobe analysiert. Bei Annahme

II/1. Semmering und Wechselgebiet

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
25	Eichberg	Bournonit	0·1	0·1
26	Eichberg	Pyrit	0·01	—
27	Eichberg	Antimonit	0·02	—
36	Gloggnitz	Kupferkies	0·001	—
37	Gloggnitz	Bleiglanz	0·003	—
54	Haidgraben	Pyrit	< 0·001	—
81	Myrthengraben	Pyrit	0·01	—
82	Myrthengraben	Fahlerz	0·02	—
83	Myrthengraben	Bleiglanz	≈ 1·0	—
84	Myrthengraben	Pyrit	0·02	—
85	Myrthengraben	Enargit	< 0·001	—
86	Myrthengraben	Fahlerz	0·03	—
87	Myrthengraben	Bleiglanz	> 1·0	—
45	Grillenberg	Pyrit	0·001	—
108	Prein	Kupferkies	0·001	—
109	Prigglitz	Kupferkies	0·001	—
122	Schendlegg	Fahlerz	0·05	—
143	Trattenbach	Pyrit	0·005	—

einer Lagerstättenbildung unter den Bedingungen der Tauernkristallisation *E. Clar* (Lit. 5) ist auch hier das Auftreten hoher Selengehalte (Nr. 126 und 127) bemerkenswert.

E. Schroll (Lit. 24, 25) hat unter anderem auch durch das Vorhandensein höherer Hg-Gehalte und Ge-Spuren in den Zinkblenden von Schneeberg ausgeprägte Unterschiede gegenüber denen der Tauerngoldvererzung nachgewiesen.

Die Vererzung des Semmeringgebietes enthält die höchsten Se-Gehalte, die nach den bisherigen Untersuchungen nachgewiesen werden konnten. Nicht gefunden wurde Se im Enargit vom Myrthengraben/Semmering, obwohl alle anderen Erze der Paragenese extrem hohe Se-Werte aufweisen, und im Pyrit vom Haidbachgraben, der allerdings als eine syngenetisch-sedimentäre Bildung angesprochen werden kann.

Im allgemeinen konnte ein wesentlich höherer Gehalt an Se in den Bleiglanzen und anderen meist komplexen Sulfiden als in den Pyriten festgestellt werden. Der Bournonit vom Eichberg, der etwa je 0·1% Se und Te enthält, ist auch Bi-haltig, so daß die Bindung dieser Elemente an entsprechende Spurenminerale möglich erscheint.

Zu beachten ist der Se-Gehalt sulfidischer Erze aus den Sideritlagerstätten Grillenberg, Prigglitz, Prein und Schendlegg in der Grauwackenzone.

Auch Pyrite von Eisenerz (Erzberg) und Gollrad enthalten Se-Spuren, wie später gezeigt wird.

Das interessanteste Vorkommen dieser Gruppe ist das vom Myrthengraben am Semmering, das insbesondere im Bleiglanz abnorm hohe Se-Konzentrationen aufweist. Eine wirtschaftlich unbedeutende gangartige Vererzung in diesem triadischen Gips-Anhydrit-Vorkommen weist in der Erzparagenese Enargit, As-hältigen Tetraedrit, Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit auf (*E. Schroll* [Lit. 24. 25]).

Der extrem hohe Se-Gehalt von 1% im Bleiglanz läßt das Vorkommen von PbSe (Clausthalit) offen *.

Das Vorkommen von Se-hältigen Erzen erscheint damit unabhängig von einer unmittelbaren stratigraphischen Bindung an die Grauwackenzone.

Im Bereich der Grauwackenzone ist Se recht häufig in den sulfidischen Erzen anzutreffen. Die Lagerstätten des östlichen Teiles sind besonders selenreich, und bereits im vorhergehenden Abschnitt zum Teil unter der regionalen Zusammenfassung „Semmering und Wechselgebiet" besprochen worden. Die Erze der westlichen Grauwackenzone sind im allgemeinen arm an diesem Spurenelement.

In der westlichen Grauwackenzone überwiegt bekanntlich die Fahlerzmineralisation, in der östlichen die Kupferkiesvererzung. Es scheint, daß sich dieser Unterschied im Chemismus der erzbildenden Lösungen, auch in der Verteilung der Spurenelemente widerspiegelt. Die untersuchten Fahlerzproben aus dem Westen sind ausgesprochen Se-arm, während solche aus dem Osten bis zu 0·05% Se aufweisen.

Das Auftreten von Se in den jungen sulfidischen Nachschüben der Eisenspatlagerstätten der Grauwackenzone ist bereits erwähnt worden. Dies trifft auch für die Magnesitvorkommen zu (Veitsch [Nr. 157] im Vergleich zum Eichberg [Nr. 25, 26, 27]). Se fehlt allerdings den Pyriten aus den Magnesitlagerstätten von Oberndorf (Nr. 90) und Kathrein am Laming (Nr. 61). Selenhaltig sind

* Anmerkung: Eine eingehende Studie über diese Vererzung soll von Doz. Dr. *E. Schroll* gemeinsam mit dem Verfasser noch vorgenommen werden.

auch stets die Erze der Kieslager: Kallwang, Öblarn, Mitterberg, Rettenbach/Mittersill und Wolfbach/Taxenbach und unterscheiden sich damit von den Kieslagerstätten vom Großarl-Typ in der Grünschieferhülle des Penninikums. Jedenfalls würde der Selengehalt gegen eine sedimentäre-syngenetische Bildungsweise der Grau-

II/2. Grauwackenzone (ohne Semmeringgebiet)

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
13	Arzbachgraben	Pyrit	< 0·001	—
24	Edelgraben	Pyrit	< 0·001	—
28	Eisenerz	Pyrit	0·003	—
41	Gollrad	Pyrit	0·001	—
157	Veitsch	Fahlerz	0·02	—
61	Kathrein am Laming	Pyrit	< 0·001	—
90	Oberdorf	Pyrit	< 0·001	—
145	Trofaiach	Pyrit	< 0·001	—
135	St. Lorenzen	Pyrit	0·003	—
60	Kallwang	Pyrit	0·001	—
158	Walchen-Öblarn	Bleiglanz	0·05	—
93	Öblarn	Pyrit	0·005	—
75	Mitterberg	Pyrit	0·003	—
76	Mitterberg	Pyrit	< 0·001	—
77	Mitterberg	Kupferkies	0·001	—
78	Mitterberg	Fahlerz	0·005	—
128	Schwarzenbach	Pyrit	< 0·001	—
79	Mittersill	Pyrit	0·001	—
161	Wolfbach-Taxenbach	Pyrit	0·001	—
63	Kelchalpe	Kupferkies	< 0·001	—
73	Leogang	Fahlerz	< 0·001	—
89	Nöckelberg	Fahlerz	< 0·001	—
129	Schwarzleo	Pyrit	< 0·001	—
130	Schwaz	Fahlerz	< 0·001	—
33	Gand	Fahlerz	< 0·001	—
114	Röhrerbichel	Kupferkies	< 0·001	—

wackenvorkommen sprechen. Die begleitenden Buntmetallsulfide sind stets Se-reicher als die Schwefelkiese.

Die Schwefelkiese der Bleizinkvererzung des Grazer Paläozoikums, welche die Blei-Zink-Erze soweit überwiegen können, daß einige Vorkommen als Kieslager bezeichnet werden müssen (z. B. Gr.-Stübing) sind ebenso wie die Kiese der später zu besprechenden triadischen Pb-Zn-Vererzung selenfrei. Die Lagerstätten sind allerdings mehr oder weniger epimetamorph überprägt. Die Stellung innerhalb der ostalpinen Metallprovinz ist noch ungeklärt.

Pyrite aus der Magnesitlagerstätte in der Breitenau erweisen sich dagegen ebenso Se-haltig, wie die von der Magnesitlagerstätte Eichberg/Semmering.

II/3. Übriges Paläozoikum (Grazer und Rechnitzer Paläozoikum u. a.)

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
31	Feistritzgraben	Pyrit	< 0·001	—
50	Groß-Stübing	Pyrit	< 0·001	—
111	Rabenstein	Pyrit	< 0·001	—
139	Stübinggraben	Pyrit	< 0·001	—
20	Breitenau, Mixnitz	Pyrit	0·003	—
21	Breitenau, Mixnitz	Pyrit	0·003	—
17	Bernstein	Pyrit	< 0·001	—
35	Glashütten	Pyrit	< 0·001	—
146	Turrach	Pyrit	0·005	—

II/4. Erze aus dem Altkristallin östlich des Tauernfensters

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
34	Giglerbaue	Pyrit	< 0·001	—
163	Zinkwand	Fahlerz	< 0·001	—
32	Flattschach	Kupferkies	< 0·001	—
66	Kliening	Pyrit	< 0·001	—
133	Straßeck	Pyrit	< 0·001	—
110	Pusterwald, Hirnkogel	Magnetkies	< 0·001	—
6	Hirth	Pyrit	< 0·001	—
57	Hüttenberg	Pyrit	< 0·001	—
58	Hüttenberg	Pyrit	< 0·001	—
88	Nußdorf	Pyrit	< 0·001	—
92	Oberzeiring	Pyrit	0·001	—
159	Waldenstein	Pyrit	< 0·001	—
53	Kraubath	Pyrit	0·005	—
72	Lamprechtsberg	Magnetkies	< 0·001	—
65	Kleinlobming	Magnetkies	0·003	—
137	St. Peter, Kammersberg	Pyrit	< 0·001	—
147	Tweng-Mauterndorf	Pyrit	0·001	—
43	Graden	Pyrit	< 0·001	—

Schwefelkiesproben aus Kieslagern der Rechnitzer Schieferinsel, Glashütten (Nr. 35) und Bernstein (Nr. 17) sind ebenso Se-arm, wie die Kiese des Grazer Paläozoikums.

Dies würden diese Kiese mit denen aus dem Osttiroler Kiesvorkommen Panzendorf-Tessenberg gemeinsam haben, und sie von denen von Kallwang und Öblarn unterscheiden. *O. Friedrich* stellt alle genannten Kiesvorkommen zum Typus „alpiner Kieslager".

Eine Pyritprobe aus dem Stangalpen-Karbon bei Turrach (Sideritvererzung) weist einen Se-Gehalt von 0·005% auf.

Die in der Gruppe des Altkristallins östlich des Tauernfensters zusammengefaßten Erzproben sind fast durchwegs arm an Selen.

Aus dem Bereich der Schladminger Vererzung standen leider nur zwei Proben, Pyrit und Fahlerz, zur Verfügung. Beide Proben von der Zinkwand und den Giglerbauen erwiesen sich als Se-frei.

III/1. Erze aus dem Karawanken-Paläozoikum

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
42	Kleiner Grabans	Fahlerz	< 0·001	—
140	St. Martin-Rosegg	Fahlerz	< 0 001	—

Se-arm sind ebenso Erzproben aus den Vererzungen der Marmorzüge der Brettsteinserie: Hüttenberg, Hirth, Nußdorf, Waldenstein, Oberzeiring. Nur in der Schwefelkiesprobe von Oberzeiring konnte eine geringe Spur Se (0·001%) gefunden werden.

Se-arm sind auch meist die Erze aus Amphiboliten. Magnetkies vom Hirnkogel/Pusterwald ist selenfrei; es handelt sich zweifel-

III/2. Erze aus dem Altkristallin der Kreuzeck- und Deffreggengruppe

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
68	Knappenstube, Simmerlach	Pyrit	0·003	—
70	Lamnitz, Pollitzenberg	Pyrit	0·003	—
136	Stollhofen	Magnetkies	0·001	—
14	Außervillgraten	Magnetkies	0·003	—
1	Abfaltersbach	Magnetkies	< 0·001	—
2	Abfaltersbach	Kupferkies	< 0·001	—
123	Schloßberg, Lienz	Pyrit	< 0·001	—
124	Schloßberg, Lienz	Pyrit	< 0·001	—
142	Tessenberg	Pyrit	< 0·001	—
95	Panzendorf	Pyrit	< 0·001	—
96	Panzendorf	Magnetkies	< 0·001	—

los um ursprünglich metamorphe, syngenetisch-sedimentäre Schwefelkiesanreicherungen. (Siehe auch *O. Friedrich* [Lit. 10].) Selen ist gleicherweise nicht im Magnetkies vom Lamprechtsberg nachweisbar. Dies drängt zweifellos den Vergleich mit Bodenmais (Nr. Se. A 1) auf. Pyrit von St. Peter am Kammersberg führt ebenfalls kein Se.

Se-haltig ist der Magnetkies aus dem Amphibolit von Kleinlobming. Der Selengehalt könnte einer ursprünglichen liquidmagmatischen Kiesausscheidung entsprechen. Den höchsten Se-Gehalt dieser Gruppe weist ein Pyrit aus dem Serpentin von Kraubath mit 0·005% Se auf. Ein geringer Se-Gehalt wurde noch in einem Pyrit aus einem graphitischen Fahlschiefer bei Mauterndorf gefunden.

Goldführende Lagerstätten aus dem Altkristallin, Flattschach, Klieningg, Straßegg/Vorau, die von *O. Friedrich* (Lit. 10) mit den Tauerngoldgängen genetisch verglichen werden, sind ebenso Se-arm, wie diese.

Es wurden nur zwei Fahlerzproben aus dem Paläozoikum der Karawanken untersucht; beide enthalten kein Selen.

IV/1. Erze aus dem Bozener Quarzporphyrplateau

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
44	Montagnago	Pyrit	< 0·001	—
101	Pianezza	Pyrit	< 0·001	—
104	Plozeri	Kupferkies	< 0·001	—
118	Roveda	Pyrit	< 0·001	—
134	S. Orsola	Kupferkies	< 0·001	—
141	Terlan	Pyrit	< 0·001	—
144	Travignolo	Pyrit	< 0·001	—
155	Viarago	Pyrit	< 0·001	—

Drei Kiesproben aus dem Kreuzeckgebiet zeigen geringe Se-Gehalte. Die untersuchten Proben stammen aus Kieslagerstätten, die teilweise an Amphibolite gebunden sind. Dies gäbe gewisse Parallelen zu den selenhältigen Kiesvorkommen vom Typ Groß-Fragant in der Grünschieferzone des Penninikums.

Se-führend ist auch ein Magnetkies von Außervillgraten.

Die anderen untersuchten Erzvorkommen sind Se-arm. Dies ist insbesondere für die heißthermalen Vorkommen vom Lienzer Schloßberg bemerkenswert.

Zu beachten ist der fehlende Se-Gehalt in den an Amphibolite gebundenen Kieslagern von Panzendorf/Tessenberg, die sich damit von den Kieslagern Öblarn und Kallwang in der Grauwackenzone deutlich unterscheiden.

Im Spurengehalt der In- und Sn-haltigen Zinkblenden aus den Kieslagern der Kreuzeckgruppe und Deffreggengruppe konnte man nach *E. Schroll* (Lit. 24, 25) weitgehende Ähnlichkeiten erkennen, was für den Selengehalt in Kieserzen zunächst nicht gegeben erscheint.

Alle acht untersuchten Kiesproben (Pyrit, Kupferkies, Magnetkies) aus den Ganglagerstätten im Bozener Quarzporphyr enthielten keine nachweisbaren Se-Spuren. Dies gibt charakteristische Unterschiede zu Erzen aus einigen Lagerstätten im benachbarten Altkristallin der Cima d'Asta und dem Bereich des tertiären Plutons von Predazzo.

IV/2. Erze aus der altkristallinen Umgebung des Bozener Quarzporphyrs

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
3	Agordo	Pyrit	0·01	—
4	Agordo	Pyrit	< 0·001	—
5	Agordo	Pyrit	0·005	—
6	Agordo	Pyrit	0·003	—
7	Agordo	Pyrit	< 0·001	—
8	Agordo	Kupferkies	< 0·001	—
9	Agordo	Bleiglanz	< 0·001	—
10	Agordo	Zinkblende	0·001	—
16	Bedowina	Pyrit	0·003	0·01
105	Predazzo, SW Runse	Bleiglanz	0·001	—
22	Cinque Valli	Pyrit	< 0·001	—
23	Cinque Valli	Kupferkies	< 0·001	—
116	Roncegno	Kupferkies	0·003	—
154	Vetriolo-Stollen	Pyrit	0·003	—
97	Pamera	Pyrit	0·001	—
107	Pregossi	Pyrit	0·001	—
132	Siror Primiero	Pyrit	< 0·001	—
153	Val Sorda	Pyrit	< 0·001	—
98	Pfunderer Berg	Pyrit	0·01	—
99	Pfunderer Berg	Kupferkies	0·005	—
100	Pfunderer Berg	Bleiglanz	0·003	—

Die Erze aus dem Cima-d'Asta-Altkristallin zeigen unterschiedliche Se-Konzentrationen. Als Se-führend erwiesen sich Erze aus der Lagerstättengruppe Cinque Valli-Roncegno-Sasso d'Argento (Roncegno, Ventriolo-Stollen). Zwei Erzproben aus Cinque Valli waren aber Se-frei.

Nach *E. Schroll* (Lit. 24, 25) fällt diese Lagerstättengruppe im Spurengehalt der Zinkerze (Hg!) deutlich gegenüber den anderen Ganglagerstätten der Umgebung heraus.

Geringe Se-Spuren wurden in Kieserzen von Pamera und Pregossi nachgewiesen, während andere Lagerstätten an der Val-Sugana-Störung, Val Sorda und Siror Primiero, negative Ergeb-

nisse lieferten, die aber an Hand neuen Probenmaterials überprüft werden sollten.

Die Kieslagerstätte von Agordo, deren lagerstättenkundliche Beschreibung *A. Tornquist* (Lit. 26) gegeben hat, wurde mit acht Proben untersucht. Die Se-Gehalte des Pyrites variieren von $< 0{\cdot}001$ bis 0·01% Se (0·004). Je eine Bleiglanz- und Kupferkiesprobe waren Se-frei, während die Zinkblende 0·001% Se ergab. Die in der älteren Literatur angegebenen Werte von 0·9% Se konnten nicht verifiziert werden.

Pyrit und Kupferkies (Nr. 5 und 8), von derselben Erzstufe entnommen, zeigen deutliche Unterschiede im Se-Gehalt (Se % Pyrit $>$ Se % Kupferkies). Unterschiede zeigt auch in minerogenetischer Abhängigkeit der Schwefelkies (Nr. 3, 5, 7). Die Zinkblende ergibt

IV/3. Erze aus dem Adamellogebiet

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
38	Goldrano	Kupferkies	0·003	—
149	Val Daone	Magnetkies	$< 0{\cdot}001$	—
150	Val Breguzzo	Pyrit	$< 0{\cdot}001$	—
151	Martelltal	Kupferkies	$< 0{\cdot}001$	—
152	Ultental	Kupferkies	$< 0{\cdot}001$	—
156	Vigo Redena	Magnetkies	$< 0{\cdot}001$	—

gegenüber dem Bleiglanz einen geringen Se-Gehalt (Se % Bleiglanz $<$ Se % Zinkblende). Oxydierter Pyrit von der Halde, der nur mehr wenig schwefelhältig war, zeigte jedoch eine relativ hohe hohe Se-Konzentration (Nr. 6).

A. Torquist (Lit. 26) hat die Lagerstätte von Agordo als hochtemperiertes hydrothermales Kieslager gedeutet. Die Ansicht eines syngenetisch-sedimentären Ursprungs dürfte auf Grund des Se-Gehaltes nicht aufrechtzuerhalten sein.

Aus dem Raum von Predazzo wurde ein Pyrit aus dem pegmatitisch-pneumatolytischen Erzvorkommen der Bedowina und eine Bleiglanzprobe aus dem tiefthermalen Flußspat-führenden PbS-Vorkommen von der SW-Runse bei Predazzo (siehe *H. Leitmeier* [Lit. 14]) untersucht. Der Pyrit wies Se in der Größenordnung von 0·003% und Te 0·01% auf. Im Bleiglanz war dagegen nur eine geringe Spur von Se nachweisbar.

Bei Erzproben der heißthermalen Kontaktlagerstätte vom Pfundererberg (Lit. 10) konnte Selen in fallenden Gehalten vom Pyrit über Kupferkies zum Bleiglanz beobachtet werden. Der Se-Gehalt im Pyrit ist mit 0·01% als hoch zu bezeichnen. Die relative Se-Armut

des Bleiglanzes im Vergleich zum Pyrit erscheint für Vererzungen Südtirols ebenso charakteristisch, wie bei den übrigen, hier untersuchten Vorkommen des ostalpinen Raumes, stets der Bleiglanz Se-reicher ist.

Die Erzproben aus dem Adamellogebiet, deren Lagerstätten von *O. Friedrich* (Lit. 10) zumeist zu den heißthermalen Bildungen gerechnet werden, sind im allgemeinen Se-arm, nur ein Kupferkies von Goldrano enthielt 0·003% Se.

V. Erze aus Vererzungen der Trias

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
19	Bleiberg	Markasit-Pyrit	< 0·001	—
91	Oberschäffler Alm	Pyrit	< 0·001	—
120	Scheinitzen	Pyrit	< 0·001	—
51	Grundelsee	Pyrit	< 0·001	—
52	Grundelsee	Bleiglanz	< 0·001	—
30	Fallsteinwand	Pyrit	< 0·001	—

Die syngenetisch-sedimentären Pyrite und Markasite aus dem Carditaschiefer der ladinisch-karnischen Blei-Zink-Lagerstätten sind Se-frei (Bleiberg Nr. 18, Oberschäffler Alm Nr. 90). Das gleiche gilt für Pyrite aus den Vererzungen im Muschelkalk (anisische Stufe). Pyrit und Bleiglanz, ein Fund mineralogischer Bedeutung, aus dem Gips-Anhydritbergbau beim Grundlsee enthalten gleichfalls keine nachweisbaren Se-Konzentrationen.

VI. Erze aus dem Tertiär

Nr.	Fundort	Mineral	% Se	% Te
46	Groß-Florian	Pyrit	< 0·001	—
148	Unterweißenbach	Pyrit	< 0·001	—
119	Schauflergraben	Pyrit	< 0·001	—

Die minerogenetische Stellung und Paragenese des Pyrites von Groß-Florian ist nicht bekannt. Die übrigen beiden Pyrite stammen aus dem Bereich des südoststeirischen Vulkangebietes, der Pyrit von Unterweißenbach aus einem Basalttuff (Nr. 148) und ein weiterer aus dem Liparit vom Schauflergraben (Nr. 116). Die Pyrite aus dem Basalt und vom Schauflergraben sind zweifellos tiefthermale Bildungen, die selenfrei sind.

III. Zusammenhänge zwischen Lagerstättengenese und Selengehalt

V. M. Goldschmidt und Mitarbeiter (Lit. 13) fanden Se-Anreicherungen insbesondere im hochhydrothermalen Bereich. Die angegebenen Verhältnisse Se : S lassen 0·001—0·01% Se in Pyriten erwarten.

Edwards und *Carlos* (Lit. 7) finden Verhältnisse Se : S unter 1 : 10.000 (∞ 0·005% Se für Pyrit, für schwefelärmere Erze entsprechend weniger, jedoch immer noch mehr als 0·001%) in den hydrothermalen Bildungen. Ebenso findet *Carstens* (Lit. 4) in hydrothermalen Bildungen 0·002—0·003% Se.

Im Vergleich dazu ergeben sich in der Ostalpen-Metallprovinz einige wesentliche Unterschiede:

1. Die vorwiegend hochthermale Vererzung des Tauernkerns ist sehr selenarm; nur in einer Probe von Kluftpyrit und Bleiglanz konnte Selen eben noch nachgewiesen werden. Ebenso sind die mit der Tauernvererzung zwar nur bedingt vergleichbaren Vorkommen von Flattschach, Pusterwald, Kliening und Straßegg und Puchegg sehr selenarm. Auch das pneumatolytische Magnetkiesvorkommen vom Lamprechtsberg führt selenarme Erze. Die heißthermalen Bildungen vom Lienzer Schloßberg sind hier anzuführen.

2. Bei Bleiglanz und komplexen Sulfiderzen konnten oft höhere Selengehalte als in Pyriten festgestellt werden; besonders die Fahlerze, die in den Ostalpen oft die jüngsten tiefthermalen Bildungen darstellen, sind teilweise sehr selenreich. Vergleicht man auf einer Lagerstätte die Reihe Pyrit — Kupferkies — Fahlerz — (Bleiglanz. Bleispießglanz), so kann man meist eine Se-Zunahme in der angegebenen Reihenfolge feststellen (siehe Mitterberg, Öblarn, Schneeberg, Myrthengraben, Schendlegg usw.).

Es gibt aber auch Ausnahmen: manche Fahlerze enthalten kein Selen; zweifellos spielt ein *regionaler Faktor* eine Rolle. In Proben von hochthermalen Vorkommen konnte dagegen vereinzelt Selen nachgewiesen werden (Bärenbad, Pfundererberg, Predazzo usw.). Jedoch sind diese Ausnahmen zahlenmäßig gering.

Es muß aber vermerkt werden: die von *V. M. Goldschmidt* aufgestellten Regeln für die Zusammenhänge zwischen Selengehalt und Bildungstemperatur sind *nicht* ohne weiteres allgemein übertragbar. Nachdem schon *Edwards* und *Carlos* auch für hydrothermale Bildungen Verhältniszahlen von 1 : 250.000 und damit extrem niedrige Selengehalte fanden, zeigten *Coleman* und *Delevaux* (Lit. 6), daß auch sedimentäre Bildungen Selen enthalten können. *Der regionale Faktor ist von größerer Bedeutung als der Temperaturfaktor.*

Es wäre eher vertretbar, daß die mittel- bis tiefthermalen Bildungen selenreicher sind. Neben den hier bereits aufgeführten, sprechen auch noch folgende Gründe dafür:

a) Unter den untersuchten 18 außeralpinen Vorkommen befinden sich viele hochthermaler Genese, in denen kein Selen nachgewiesen werden konnte (Dognaza, Traversella-Brosso, Trepča . . .).

b) Fast sämtliche vorkommenden Selenminerale (oder auch solche, in denen Selen nur teilweise den Schwefel vertritt) gehören der tiefthermalen Phase an. *P. Ramdohr* (Lit. 18) reiht Eskebornit, Klockmannit, Villamaninit und andere Selenide unter die tiefthermalen Erzparagenesen ein. *H. Schneiderhöhn* (Lit. 23) führt die Selenerzgänge vom Harz, Sierra de Umango (Argentinien), Guanajuato (Mexiko) unter den telethermalen Vererzungen der Antimon-Quecksilber-Formation an. *Scerbina* (Lit. 22) stellt das Erscheinen der Hauptmenge des Selens an das Ausklingen der mesothermalen Phase, wogegen nach *Fersman* (Lit. 9) Selen in der epithermalen Paragenese auftritt, wobei sich die Selenide erst nach Bleiglanz und Zinkblende ausscheiden.

c) Selen (1·91 Å) kann den Schwefel (1·74 Å) im Kristallgitter der Sulfide isomorph vertreten, wobei der isomorphe Einbau vom Gittertyp und auch von der Temperatur abhängig ist. Erst wenn die Selenkonzentration ansteigt, kommt es zur Bildung selbständiger Selenminerale (siehe die Reihe Pyrit — selenreicher Pyrit — Ferroselit). Sowohl bei Berechnung der Gitterenergie mit Hilfe des Haber-Bornschen Kreisprozesses, als auch mit Hilfe der Energiekoeffizienten nach *Fersman* ergibt sich für FeS_2 eine höhere Gitterenergie als für $FeSe_2$. Höhere Gitterenergie bedeutet eine stabilere Verbindung, also auch frühe Ausscheidung.

Da der Berechnung der Gitterenergie aus den Energiekoeffizienten gewisse Mängel anhaften (Nichtberücksichtigung der Polarisation, Dissoziation, Abhängigkeit von äußerem Medium, Gittertyp, Konzentration usw.), erfolgen solche Berechnungen besser aus den sogenannten „Paragenen" der einzelnen Ionen, die sich mit Hilfe der Formel

$$\text{Paragen} = k \,.\, EK \,.\, f\,(x \,.\, y \,.\, z \,.\, u)$$

aus den Energiekoeffizienten ableiten lassen, wobei

k = Prop. Faktor
EK = Energiekoeffizient
x, y, z, u = Korrekturgrößen für Dissoziation, Solvatation, Gittertyp, Konzentration . . .

ist.

Besser erfolgt die Berechnung mit Hilfe der sogenannten „empirischen Paragene", die sich aus der Ausscheidungsfolge der Mineralien ableiten lassen.

Aus diesen gitterenergetischen Berechnungen ergeben sich für die Sulfide höhere Energiewerte als für Selenide, woraus auf deren tieferthermale Ausscheidung geschlossen werden kann.

Weitere Untersuchungen werden diese Ansicht von der Anreicherung des Selens in den *tiefthermalen* Bildungen noch untermauern müssen.

Von Interesse wäre auch das Verhalten des Selens in metamorphen Kieslagerstätten. Theoretisch müßte bei Rekristallisation der Schwefelkiese eine Verarmung an Selen eintreten. Dies um so mehr, als in der ostalpinen Erzprovinz oft junger Magnetkies gebildet wird, welcher, wie gezeigt wurde, für gewöhnlich sehr arm an Selen ist.

Da angenommen wird (siehe unter anderen *A. Maucher* und *F. Hegemann*), daß jüngere, meist gangartige Vererzungen (unter anderen Pb-, Zn-, Sb-, Cu-haltige Erze) im Gefolge von Kieslagerstätten auftreten, welche genetisch mit diesen in Verbindung gesetzt werden, so müßte man erwarten, daß deren Erzminerale (PbS, ZnS, Fahlerze) auch eine Anreicherung an Se zeigen. Nach den vorliegenden, allerdings zahlenmäßig geringen Analysen spricht manches für diese Anschauung. (Siehe unter anderem die Erzanalysen Mitterberg und Schneeberg!)

IV. Abhängigkeit des Selengehaltes einer Erzprobe vom Nebengestein

Einige Beispiele an dieser Stelle mögen zeigen, daß an gewisse Nebengesteine gebundene Erzvorkommen mit hoher Wahrscheinlichkeit als selenfrei zu bezeichnen sind, während bei anderen jedoch über dem Durchschnitt liegende Selengehalte erwartet werden können.

So sind Vorkommen im Quarzporphyr und anderen *sauren* Ergußsteinen ebenso wie in Porphyroiden meist selenarm (Bozener Quarzporphyr, Gleichenberger Vulkangebiet).

Dagegen sind Vorkommen, die an *basischen* Erguß- und Tiefengesteine sowie deren metamorphe Abkömmlinge gebunden sind, meist selenhältig (Beispiele hiefür: Grünschiefer des südlichen Tauernrandes, Lagerstätten bei Predazzo, Pfundererberg. Ausnahmen: Großarler Lagerstätten, Serpentin von Bernstein). Ein regionaler Faktor ist allerdings zu berücksichtigen.

Lagerstätten im *Zentralgranitgneis* sind ebenfalls selenarm, jedoch dürfte ein Unterschied zwischen den Lagerstätten im Ankogel-Sonnblickgebiet und denen des Großvenedigers bestehen. Das Untersuchungsmaterial mag allerdings zu gering sein.

In altkristallinen Gesteinskomplexen sind unterschiedliche Selengehalte anzutreffen, selten jedoch höhere Konzentrationen in den Erzen. Lagerstätten, die mit den sauren bis intermediären-peri-

adriatischen Intrusiva in Verbindung gebracht werden könnten, sind meist selenarm (Ortler — Adamello, Deffreggen, Lienzer Schloßberg).

Die Vorkommen der alpinen Trias sind höchstwahrscheinlich selenfrei.

V. Die Verwitterung selenhältiger Sulfide

Bei der Verwitterung tritt eine Trennung von Selen und Schwefel ein, wie schon von *V. M. Goldschmidt* auf Grund von Selenbestimmungen im Meerwasser beobachtet werden konnte.

Schwefel wird bei den in der Natur herrschenden Bedingungen zu SO_4'' oxydiert, dann entweder in Form schwerlöslicher Sulfate ausgefällt oder in Lösung dem marinen Bereich zugeführt. Im Gegensatz dazu ist die Bildung des SeO_4'' Ions unter den herrschenden geochemischen Bedingungen praktisch unmöglich. Die Oxydation geht höchstens bis zum SeO_3'', dieses wird aber schon durch SO_2 zu Se reduziert; das elementare Selen stellt daher im sedimentären Zyklus unter den gegebenen Verhältnissen die beständigste Form dar. Es möge hier auf *R. G. Coleman* und *M. Delevaux* (Lit. 6) verwiesen werden, die in ihrer Arbeit auch darüber eingehend berichten. Das in solchen Verwitterungslösungen fein suspendierte Selen wird von Eisenhydroxyden, Tonen usw. leicht absorbiert. So ist die Selenarmut im Meerwasser und in marinen Bildungen sowie anderseits das extrem niedrige Verhältnis Se : S (also Selenanreicherung!) in marinen Tonen zu verstehen.

Zusammenfassung

In 163 Proben ostalpiner sulfidischer Erze wurde, mit Hilfe einer spektralanalytischen Methode (Nachweisgrenze 0·001%), der Selengehalt bestimmt.

Es konnte festgestellt werden:

1. Der Durchschnittsgehalt ostalpiner Pyrite liegt unter 0·001% Se, wahrscheinlich in der Größenordnung von 0·0005%. Die Pyrite sind daher als selenarm zu bezeichnen.

2. Im Gegensatz hierzu sind im Bleiglanz sowie in komplexen Sulfiden höhere Selengehalte zu beobachten, wobei folgende Reihe mit abnehmendem Selengehalt aufgestellt werden kann: Bleiglanz — komplexe Sulfide (Fahlerze) — Kupferkies — Pyrit — Magnetkies.

3. Bei Diskussion des *Temperaturfaktors* wird eine Anreicherung des Selens in den tiefthermalen Bildungen entgegen den Ansichten *V. M. Goldschmidts* angenommen.

4. Ein *regionaler Faktor* ist in der Verteilung des Selens deutlich feststellbar.

5. Eine Übersicht über die regionale Verteilung des Selens wurde gegeben sowie die Abhängigkeit des Selengehaltes vom Nebengestein diskutiert. Das Semmeringgebiet erwies sich als einziges selenreiches Gebiet der Ostalpen.

6. Ein Zusammenhang der Selengehalte mit anderen Spurengehalten war nicht feststellbar. Das Ergebnis dieser Untersuchungen wurde deshalb in die vorliegende Arbeit nicht aufgenommen.

7. Achtzehn Proben außeralpiner Vorkommen wurden zu Vergleichszwecken mitanalysiert und mit vorliegenden Werten aus der Literatur verglichen.

Nachwort

Ich danke dem Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Wien, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki,* für die stete Förderung dieser Arbeit. Dem Leiter des Chemischen Laboratoriums der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Herrn Univ.-Doz. Dr. *E. Schroll,* möchte ich an dieser Stelle insbesondere für das stete Interesse sowie viele Ratschläge bei der Durchführung und Auswertung meinen aufrichtigen Dank sagen. Ich danke ihm ferner, daß er mir für die Arbeit Einrichtungen und Mittel des spektrographischen Laboratoriums der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal zur Verfügung gestellt hat. Für Proben aus der Sammlung des Mineralogischen Institutes der Universität Wien danke ich Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki,* aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut Herrn Prof. Dr. *H. Leitmeier,* aus dem Mineralogischen Institut der Universität Graz Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch,* aus dem Institut für Geologie und Lagerstättenkunde der Montanistischen Hochschule Leoben Herrn Prof. Dr. *W. E. Petrascheck,* aus dem Mineralogischen Institut Herrn Prof. Dr. *O. Friedrich,* aus dem Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck Herrn Prof. Dr. *J. Ladurner.* Ferner wurde dankenswerterweise durch Herrn Dr. Dipl.-Ing. *E. Krajicek* Material aus dem Joanneum in Graz (Probe Nr. 24 — Inv.-Nr. 16.289, 27 — 21.624/2/1, 30 — 16.290, 42 — 16.287, 54 — 5977, 57 — 4494, 91 — 16.284, 101 — 16.291, 145 — 16.286, 110 — 16.288, 128 — 6056, 134 — 16.283) übersandt. Weitere Proben wurden aus dem Museo di Storia Naturale in Trient zur Verfügung gestellt.

Aus privaten Aufsammlungen erhielt ich dankenswerterweise zahlreiche Proben von Herrn Univ.-Doz. Dr. *E. Schroll,* Herrn Prof. *H. Haberlandt,* Herrn Dr. *M. Sedlaczek,* Herrn Dr. *N. Grögler,* Herrn Dr. *W. Medwenitsch,* Herrn Doz. Dr. *W. Siegl.*

Literatur

1. *Bergenfelt, S.,* Om förekomsten av selen i skelleftefältets sulfidmalmer. Geolog. Fören. Förhandl. Bd. 75, 327—359. — 2. *Čadek, Jos.,* und *J. Doležal,* Beitrag zur Bestimmung u. Geochemie v. Selen. Vestnik Ustr. geolog. ustaru ČSR *32* (1957), 28—40. — 3. *Carl, H. F.,* und *W. J. Campell,* ASTM Special Technical Publication No. 157, 63—68. — 4. *Carstens, C. W.,* a) Om geokjemiske undersøkelser av malmer. Norsk Geol. Tids. v. 21, 213—221. b) Über sedimentäre Schwefelkiesvorkommen. Kgl. Norsk. Videnskabs. Selskabs Forh. v. 14, 120—122. — 5. *Clar, E.,* Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geolog.

Rundschau 42 (1953), 107—127. — 6. *Coleman, R. G.*, und *M. Delevaux*, Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the western United states. Econ. geol. *52* (1957), 499—527. — 7. *Edwards, A. B.*, und *G. C. Carlos*, The selenium content of some Australien Sulfide deposits. Australasian Inst. Min. Metallurgy Proc. *172* (1954), 31—64. — 8. *Feldman, C.*, Spectrographic Detection of Se in the Direct-Current Arc Flame. J. Optical Soc. Am. *35* (1945), 180. — 9. *Fersman, A. E.*, Geochemie. Bd. I—IV. Verlag für Natur u. Technik ONTI 1935—1939. — 10. *Friedrich, O.*, Zur Erzlagerstättenkarte d. Ostalpen. Radex (1953), 371—407. — 11. *Fleischer, M.*, Minor elements in some sulfide minerals. Econ. Geol. *50* (1955), 970—1024. — 12. *Gatterer, A.*, und *V. Frodl*, Spektrochemischer Nachweis u. Bestimmung der Halogene u. anderer Nichtmetalle durch Anregung mit Ultrakurzwelle. Ricerche spettroscopiche (Specola Vaticana), 1 (1946), 201—244. — 13. *Goldschmidt, V. M.*, Geochemistry. Oxford Univ. Press 1954 (weitere Literaturzitate siehe dort). — 14. *Leitmeier, H.*, Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. Tschermaks Min. Petr. Mitt. *47* (1935), 376—383. — 15. *Meixner, H.*, Minerale von der Seegrabener Kohlenhalde. Karinthia II *64* (1954), 18—29. — 16. *Noddak, I.*, und *W. Noddak*, Naturwissenschaften *18* (1930), 757. — 17. *Pfeilsticker, K.*, Spektralanalyse der Halogene und anderer schwer anregbarer Nichtmetalle. Spectrochimica Acta I (1940), 424—436. — 18. *Ramdohr, P.*, Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. 1950. — 19. *Rockenbauer, W.*, Spektrochemische Bestimmungen von Selen in ostalpinen Erzen. Diss. Univ. Wien 1956. — 20. *Rockenbauer, W.*, und *M. Brandenstein*. Eine Methode zur spektrographischen Bestimmung von Selen. Z. anal. Chem. *160* (1958), 104—108. — 21. *Rockenbauer, W.*, und *E. Schroll*, Ein empfindlicher spektrochemischer Nachweis von Selen in Erzen. Anzeiger d. math. naturw. Klasse d. Österr. Akad. d. Wiss. (1955) 192—196. — 22. *Scerbina, W. W.*, Bl. Acad. USSR. Serie geol. (1937), 980. — 23. *Schneiderhöhn, H.*, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena 1941. — 24. *Schroll, E.*, Ein Beitrag zur geochem. Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Teil I. Mitteilungen d. österr. Mineralog. Gesellsch. Sonderheft 3 (1954), 1—83. — 25. *Schroll, E.*, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. Tschermaks M. P. M. *5* (1955), 183—208. — 26. *Tornquist, A.*, Der Kiesstock von Agordo. Sitzungsber. Wien. Akademie d. Wissenschaften (1933), 263—273. — 27. *Tsuge, T.*, und *S. Terada*, Selenium contents of pyrites and soils of Japan. Jour. Agric. Chem. Soc. Japan *23*, 421—425. — 28. *Vakhrushev, G. V.*, Untersuchungen auf seltene Elemente in Bashkiriya. Uchenye Zapiski Saratov Univ. *15*, 124—126. — 29. *Williams, K. T.*, und *H. G. Byers*, Occurrence of selenium in pyrites. Ind. Eng. Chem. Anal. Ed. *6*, 296—297.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie der Technischen Hochschule Wien und dem Chemischen Laboratorium der Bundesversuchsanstalt Arsenal, Wien

Ein eisenarmer Nontronit

Von

Paul Wieden

Mit 5 Textabbildungen

(Eingegangen am 5. Mai 1959)

Bei einer Brunnenbohrung in Mariasdorf (Bezirk Oberwart, Burgenland, Österreich) wurde in 35 m Tiefe in einer Schwemmsandschicht ein Klumpen eines hellgrünen tonigen Materials gefunden. Herr Dr. *E. Maroschek* (Wien) hat es aufgesammelt und hatte die Freundlichkeit, es zur Untersuchung zu überbringen, wofür ich ihm an dieser Stelle herzlich danke.

Schon eine äußerliche Betrachtung sprach dafür, daß es sich um ein in die Gruppe der Tonminerale einzureihendes Mineral oder Mineralgemenge handeln könnte. Auffallend war einerseits die grüne Farbe, die Nontronit vermuten ließ und anderseits eine deutlich schuppig entwickelte Form der hellgrünen, wirr angeordneten, bis einige Millimeter großen und die Hauptmenge der Probe bildenden Blättchen. Im allgemeinen sind die Nontronite, wie der von Nontron (Dordogne, Frankreich), Woody (Californien, USA) und von Kropfmühle (Bayern) aus feinen Blättchen und Fasern, oft zu sphärolitischen oder fächerförmigen Aggregaten angeordnet, aufgebaut. Blättchen von der obig geschilderten Größe sind bis jetzt noch nicht bekanntgeworden.

Zum Zwecke der genaueren Kenntnis des Minerals wurden folgende Untersuchungen angestellt:

1. Mikroskopische Untersuchung.
2. Elektronenoptische Untersuchung.
3. Optische Daten.
4. Differentialthermoanalyse.
5. Röntgenographische Untersuchung — Elektronenbeugungs-
6. Infrarot. [bilder.
7. Chemische und spektralanalytische Untersuchung.

Mikroskopische Untersuchung

Um Kenntnis vom Kornaufbau des Materials und um an einzelnen Mineralkomponenten angereicherte Fraktionen zu erhalten, wurde durch Schlämmen eine Fraktionierung in Kornstufen durchgeführt.

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden nur die Anteile 20 bis 50 μ, 50 bis 100 μ und > 100 μ herangezogen. Die kleineren Kornfraktionen blieben der elektronenoptischen Untersuchung vorbehalten.

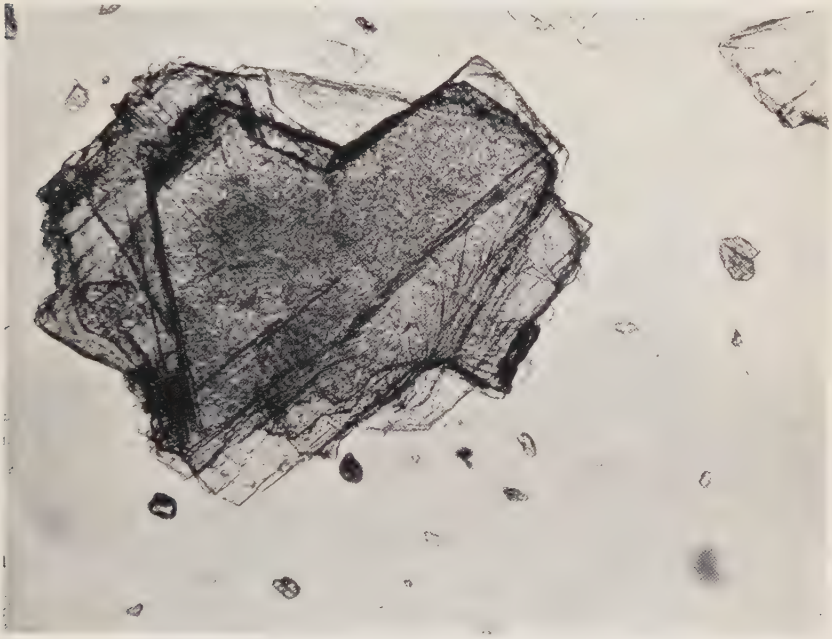


Abb. 1. Nontronit-Kristallpaket, Fraktion > 100 µ, Vergrößerung: 29 ×, normales Licht.

Der vorwiegend blättchenförmig entwickelte Nontronit zeigt vielfach scharfe Begrenzung, manche Kristalle lassen eine pseudohexagonale Entwicklung vermuten (Abb. 1). Auch leistenförmige Aggregate treten auf. Die dunkleren Körner sind mit feinen Limonithäutchen überzogen.

Die Fraktionen 50 bis 100 μ und > 100 μ zeigen im wesentlichen das gleiche Bild. Auch in diesen Fraktionen treten keine anderen Mineralien auf.

Abb. 1 zeigt ein Nontronitpaket, wo einerseits der Aufbau aus einzelnen Lamellen und ein pseudohexagonaler Habitus (ähnlich

wie bei Kaolinit) deutlich zu sehen ist. Im Mikroskop erscheinen die Blättchen von zartgrüner Farbe und sind deutlich pleochroitisch (γ = bräunlichgrün, α = helles Grün mit Stich ins Bläuliche).

Die Blättchen zeigen im konvergenten Licht den Austritt einer spitzen Bisektrix und annähernd parallele Auslöschung, n_γ schwingt in der Längsrichtung. Parallel zur Basis tritt eine vollkommene Spaltbarkeit auf.

Die an verschiedenen Blättchen und leistenförmigen Aggregaten verschiedener Korngröße gemessenen optischen Daten schwanken nur sehr wenig und betragen im Mittel für lufttrockenes Material:

n_γ . . . . . 1·546
n_α . . . . . 1·520
n_γ-n_α . . . . . 0·026
Optischer Charakter: negativ
Achsenwinkel 2 V_α . . . 5 bis 12°
Auslöschungsschiefe zur Basis: 1 bis 3°

Ein Vergleich der Brechungsindizes und der Doppelbrechung mit denen anderer Nontronite zeigt, daß es sich um einen sehr eisenarmen Nontronit handeln muß (Lit. 1).

Elektronenoptische Untersuchung

Die Fraktion $< 20\ \mu$ und kleiner wurden elektronenoptisch untersucht, um einerseits etwas über den Mineralinhalt aussagen zu können und anderseits Aufschluß über die Morphologie des Nontronites zu erhalten.

Bei den Aufnahmen wurde sowohl die normale Präparation auf dem Kollodiumhäutchen als auch die Replica-Technik verwendet.

Abb. 2 zeigt ein Aggregat von leistenförmig ausgebildetem Nontronit. Durch bessere Dispergierung gelang es, die Aggregate in Einzelstäbchen aufzuteilen.

Wie aus der elektronenoptischen Aufnahme zu ersehen ist, zeigen die Nontronitstäbchen eine deutliche Struierung, die vermuten ließ, daß es sich vielleicht wie beim Halloysit um Röhrchen handeln könnte.

Da bei der normalen Präparationstechnik durch Rolleffekte, verursacht durch die Erwärmung durch den Elektronenstrahl, schwer zu entscheiden ist, was primär ist, wurde eine Replica-Aufnahme gemacht.

In Abb. 3 ist ein Kohlenstoff-Replica wiedergegeben, das unter 20° mit Platin beschattet wurde. Obwohl Andeutungen einer säuligen bis röllchenförmigen Ausbildung zu erkennen sind, so ist sie doch nicht so ausgeprägt wie beim Halloysit. Vergleichsaufnahmen

Abb. 2. Aggregate leistenförmig ausgebildeten Nontronits. Vergrößerung 26.000 ×.

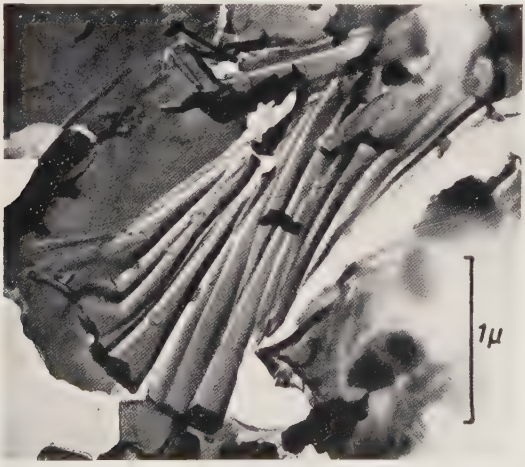


Abb. 3. Replica-Aufnahme. Andeutung einer Röllchenstruktur. Vergrößerung 22.800 ×. Pt-Beschattung.

von anderen Nontroniten (z. B. Nontronit von Sandy Ridge, N. C., USA) bestätigen das Bestreben des Nontronites, neben mehr stäbchenförmigen flachen Ausbildungen auch solche röhrenartiger Natur zu bilden.

Während die Röhrchenstruktur beim Halloysit durch die morphologischen Untersuchungen mit dem Elektronenmikroskop durch *T. F. Bates* (Lit. 2) als gesichert gelten kann, sei dies für den untersuchten Nontronit auf Grund dieser wenigen Beobachtungen durchaus nicht behauptet. Ohne Zweifel ist die vorherrschende Ausbildungsart die tafelige bis stäbchenförmige, daneben treten scheinbar auch gerollte Formen auf (Lit. 3). Vielleicht handelt es sich hier um verschiedene Hydratsstufen. Um eine andere Mineralkomponente kann es sich nicht handeln, denn Elektronenbeugungsbilder, sowohl der blättchen- als auch der röllchenartig ausgebildeten Individuen, haben eindeutig die Nontronitstruktur ergeben.

Differentialthermoanalyse

Nachstehende Abb. 4 zeigt die DTA-Aufnahmen von verschiedenen Fraktionen und Vergleichskurven aus der Literatur.

Die drei Kurven des Nontronites von Mariasdorf ergeben ein ziemlich gleiches Aussehen. Bei 150 und 540° C ist ein endothermer, bei 860 bis 870° C ein exothermer Effekt festzustellen. Nur die Kurve 3 zeigt eine Doppelspitze bei 540 und 600° C, ähnlich wie der Nontronit von Excelsior (Washington, USA). Die Doppelspitze (in Kurve 3 bei 150 und 250° C) ist bei einigen Nontroniten (Garfield und Excelsior, Washington) gut, bei anderen nicht so gut ausgebildet. Diese Doppelspitze ist, ähnlich wie bei den Montmorilloniten, auf Ionenbelegung der Zwischenschicht zurückzuführen. Bei 825° C tritt eine endotherme Spitze auf, die vielleicht als tetraedrisch gebundenes Wasser zu deuten ist. *Mc Conell* (Lit. 4) konnte bei Montmorilloniten diesen Effekt feststellen und nimmt eine solche Bindungsform des Wassers an. Der exotherme Effekt bei 860 bis 870° C ist der Ausbildung einer neuen kristallinen Phase, vor allem der Spinellbildung, zuzuschreiben. Ein schwacher exothermer Ausschlag bei etwa 400° C, wie ihn *A. Weiss, G. Koch* und *U. Hofmann* (Lit. 5) bei einem Chrom-Nontronit (Wolchonskoit) gefunden haben und als Übergang der wasserfreien, aber noch quellfähigen in die wasserfreie, nicht mehr quellfähige Form

Abb. 4. 1. Reference Clay Minerals, Vorläufige Berichte des American Petroleum Institute (Research Project 49), 1951, New York. — 2. *Grim, R. E.,* und *R. A. Rowland,* Amer. Min. Vol. 27 (1942, S. 746—761 und S. 801—818. — 3. *Weiss, A., G. Koch,* und *U. Hofmann,* Ber. DKG *31* (1954), H. 9, S. 301—305. — 4. *Hamilton, G.,* und *W. Furtwängler,* Tscherm. Min. Petr. Mitt. 2 (1951), S. 397—406.

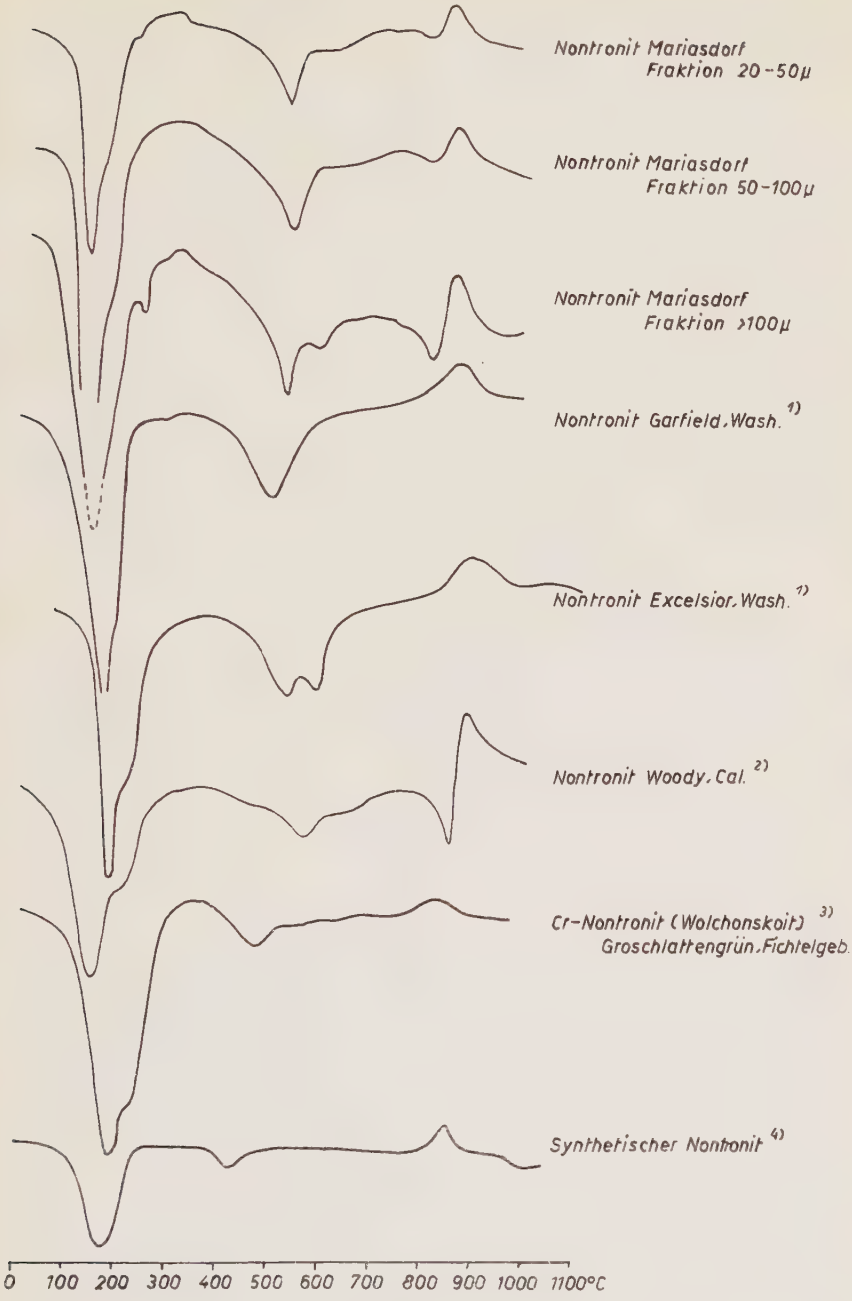

Nontronit Mariasdorf
Fraktion 20–50µ
Nontronit Mariasdorf
Fraktion 50–100µ
Nontronit Mariasdorf
Fraktion >100µ
Nontronit Garfield, Wash. 1)
Nontronit Excelsior, Wash. 1)
Nontronit Woody, Cal. 2)
Cr-Nontronit (Wolchonskoit) 3)
Groschlattengrün, Fichtelgeb.
Synthetischer Nontronit 4)
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100°C

Abb. 4.

deuten, konnte nicht festgestellt werden. Unsere Meßanordnung war dabei so empfindlich, daß selbst äußerst kleine Effekte noch festzustellen gewesen wären.

In Abb. 4 sind zum Vergleich einige DTA-Kurven aus der Literatur angeführt. Meistens sind sie allerdings als Kurven nicht sehr reiner Nontronite zu werten, wie dort auch angegeben wird. In unserem Falle liegt aber ein sehr reiner, durch Fremdminerale fast nicht verunreinigter Nontronit vor.

Die letzte Kurve zeigt einen synthetischen Nontronit (Lit. 6). Der Austritt des Wassers aus dem Gitterverband erfolgt bei etwa 430° C. Der Gehalt an Fe^{+++}-Ionen an Stelle von Al^{+++}-Ionen bewirkt demnach eine Temperaturerniedrigung. Das Schwanken dieser endothermen Spitze zwischen etwa 700° C bei Montmorillonit und 430° C bei Nontronit wäre durch Annahme einer isomorphen Mischreihe erklärlich (Lit. 7). Beim Nontronit von Mariasdorf könnte es sich daher um ein eisenarmes, aluminiumreiches Glied der Nontronitreihe handeln.

Röntgenographische Untersuchung

Die Pulver-Aufnahmen liefern montmorillonitähnliche Interferenzen, wobei einige Linien etwas verschoben sind.

Um das interkristalline Quellvermögen zu untersuchen, wurden Aufnahmen von mit destilliertem Wasser gesättigten Proben gemacht.

Fraktion $> 100\ \mu$:

d Å	d Å	d Å
getrocknet bei 110° C	lufttrocken	H_2O-gesättigt
13·5	14·09	14·73

Die Interferenzen sind gegenüber Montmorillonit etwas verschoben, die starke Linie bei 5 Å fehlt. Die Intensität der Linie bei 3 Å ist im Gegensatz zu Montmorillonit sehr schwach. Trotz dieser Unterschiede dürfte der Grundtyp des Montmorillonitgitters erhalten sein. Nach der Lage der (060) Interferenz und der Intensität des (002) Reflexes handelt es sich beim Nontronit von Mariasdorf um ein dioktaedrisches Mineral (Lit. 8, 9) (Hephtaphyllit, d. h., es überwiegen die dreiwertigen Ionen (Al^{+++}, Fe^{+++}), wobei nur zwei Drittel der verfügbaren Plätze besetzt sind.

Um festzustellen, ob auch die besonders in den feinsten Fraktionen ($< 20\ \mu$) angereicherten, leistenförmig ausgebildeten Individuen Nontronit sind, wurden in situ Elektronenbeugungsbilder angefertigt, die dies bestätigten.

Nontronit Mariasdorf			Eisenarmer Nontronit*	Wolchonskoit** (Cr-Nontronit)
K	Dmm	d Å	d Å	d Å
56·9	12·7	4·48	4·55	4·47
	22·4	2·54	2·62	2·58
	25·4	2·24	2·56	2·24
	33·9	1·68	1·71	1·69
	38·2	1·49	1·51	1·49
	44·3	1·28	1·30	1·29
	45·8	1·24	1·26	1·25
	50·8	1·12		
	55·7	1·04		

$$d(\text{Å}) = \frac{K}{Dmm} \qquad K = \text{Instrumentenkonstante}$$

* Siehe *G. W. Brindley,* X-ray Identification and Cristallstructur of Clay Minerals. London 1951, S. 124.

** *U. Hofmann* und Mitarbeiter, Ber. DKG *31* (1954), 9, S. 301 bis 305.

Auf Grund der guten Übereinstimmung der d-Abstände sind auch die Anteile $< 20\,\mu$ als Nontronit anzusprechen, was mit dem thermodifferentialanalytischen Befund in Einklang steht.

Infrarot

Die Anwendung der Infrarot-Adsorption zur Untersuchung von Tonmineralien wurde erst in den letzten Jahren versucht. Die grundlegenden Arbeiten auf diesem Gebiet gehen auf *Keller* und *Prickett* zurück (Lit. 10), die einerseits eine brauchbare Präparationstechnik und eine Reihe von Testaufnahmen veröffentlicht haben. Infrarot-Adsorption kann nur dann zufriedenstellend gemessen werden, wenn die Strahlung durch die kleinen Teilchen auf ein Minimum reduziert wird. Das gelingt dann, wenn die Teilchengröße kleiner als die Wellenlänge der benutzten Strahlung (etwa $2\,\mu$) ist. Die Verwendung von Ölen (z. B. Nujol) hat den Nachteil einer Überdeckung durch das Spektrum der organischen Substanz. Diese Methode wurde in letzter Zeit erfolgreich von der Kaliumbromid-Fenster-Technik verdrängt, die sehr klare, untergrundfreie Spektren ergibt. Dabei wird 0,5 bis 1% der Feinstanteile ($< 2\,\mu$) mit KBr innigst vermahlen und unter hohem Druck zu völlig klaren Scheibchen (Fenster) verpreßt.

Abgesehen von reinen apparativen Mängeln ergeben sich noch Schwierigkeiten bei der Herstellung von Testkurven, da viele Tonminerale weder natürlich in ausreichender Reinheit vorkommen, bzw. noch nicht genau genug definiert sind. Hier wird durch Synthese — es gelingt heute schon, fast alle Tonminerale auf hydrothermalem Wege in ausreichenden Mengen herzustellen — Abhilfe

geschaffen werden. Weiters macht die Zuordnung gewisser Banden noch Schwierigkeiten. Hingegen bringt diese Art der Untersuchung vielfach Klarheit über die Bindungsverhältnisse des Wassers und trägt in Verbindung mit DTA- und Röntgenuntersuchung zur Strukturaufklärung wesentlich bei.

Nachstehend werden Infrarot-Adsorptions-Spektren von verschiedenen Nontroniten gebracht.

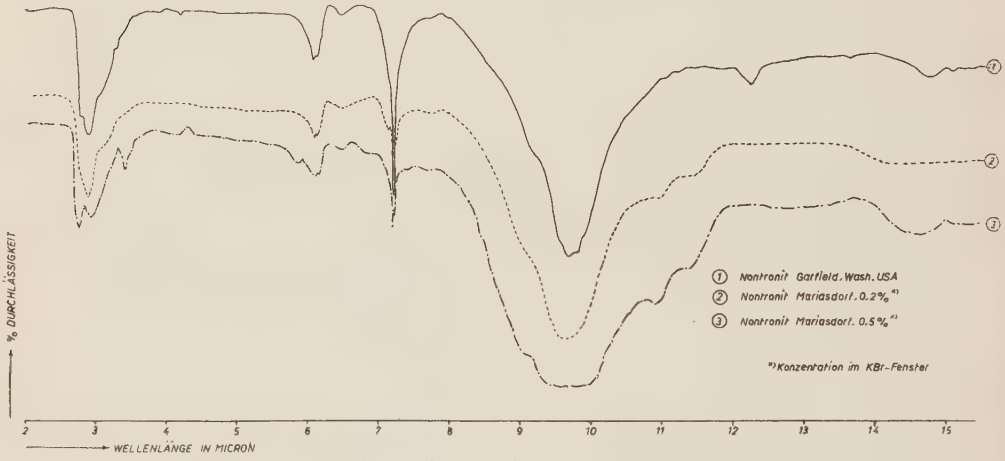


Abb. 5. Infrarot-Spektren von Nontronit.

Die Adsorption bei 2·9 und 7·2 μ wird dem gebundenen OH, die bei 6·1 μ dem Adsorptionswasser zugeordnet (Lit. 11). Die Adsorption bei 6·1 μ ist vielen Tonmineralien gemeinsam. Die bei etwa 9·5 bis 9·8 μ auftretende Adsorption wird durch die Si-O-Bindung und die bei 10·95 μ durch die Oktaederschicht des Aluminiums verursacht.

Der Vergleich der Kurven mit dem Testmaterial (Nontronit von Garfield, Bureau of Standard, USA) zeigt, daß bis auf eine Adsorption bei 12·2 μ bei der Testprobe kein Unterschied auftritt. Diese Spitze fehlt auch bei den meisten Montmorilloniten und dürfte nicht charakteristisch sein. Wir kamen zur Ansicht, daß es sich um keine durch das KBr verursachte Adsorption handelt, sondern eher daß eine Verunreinigung des Testmaterials (vielleicht Limonit oder ähnliches) dafür verantwortlich gemacht werden kann.

Chemische Untersuchung

Von der Fraktion $> 100\ \mu$, die als sehr reiner Nontronit angesprochen werden kann, wurde die chemische Zusammensetzung ermittelt und versucht, eine Strukturformel aufzustellen.

SiO_2	51·34%
Al_2O_3	22·75%
Fe_2O_3	11·97%
FeO	0·04%
MgO	1·52%
CaO	2·19%
K_2O	0·54%
Na_2O	0·09%
H_2O^+	9·56%

Aus der Umrechnung der Analysenwerte nach einer von *Ross* und *Hendricks* (Lit. 1, 12) benutzten Berechnungsart ergibt sich folgende Strukturformel:

Tetraedrische Koordination		Oktaedrische Koordination					In der Zwischenschichtbesetzung vorherrschendes Ion	
Si^{+4}	Al^{+3}	Al^{+3}	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mg^{+2}	Σ		
3·44	0·56	1·24	0·61	—	0·15	2·00	0·34	Ca^{+2}

oder:

$$X\ [Al^{+3}_{1\cdot24}\ Fe^{+3}_{0\cdot61}\ Mg^{+2}_{0\cdot15}]\{[Si^{+4}_{3\cdot44}\ Al^{+3}_{0\cdot56}]\ O_{10}\}(OH)_2$$

Darin bedeutet X die in der Zwischenschicht angeordneten austauschfähigen Ca^{+2}, bzw. K^{+1}- und Na^{+1}-Ionen. Dabei wurde die Annahme gemacht, daß das Ca^{+2}-Ion völlig in der Zwischenschicht liegt, was erst durch eine Untersuchung des Ionenumtauschvermögens bestätigt werden müßte.

Ein Vergleich mit Strukturformeln aus Analysendaten der Literatur (Lit. 13) zeigt, daß es sich um ein Nontronit-Mineral mit hohem Al-Gehalt handelt.

Dem eigentlichen Nontronit gibt *Hendricks* (Lit. 1) die Formel:

$$Fe^{+3}_{2\cdot00}\{[Al_{0\cdot33}\ Si_{3\ 67}]\ O_{10}\}[OH]_2\cdot \underset{\downarrow}{Na_{0\cdot33}}{}^{1}$$

einem mit hohem Al-Gehalt (Al-Nontronit) die Formel:

$$Fe^{+3}_{2\cdot17}\{[Al_{0\cdot83}\ Si_{3\cdot17}]\ O_{10}\}[OH]_2 \underset{\downarrow}{Na_{0\cdot33}}$$

[1] Das austauschbare Kation (z. B. Na) wird unter jenes Ion geschrieben, mit dem es im Gitter im Gleichgewicht steht.

und demjenigen mit dem höchsten Al-Gehalt in den Tetraederlagen die Formel:

$$Fe_{2\cdot22}^{+3}\{[Al_1\ Si_3]\ O_{10}\}[OH]_2$$
$$\downarrow$$
$$Na_{0\cdot33}$$

Solche Fe- und Al-reiche Nontronite sind bis jetzt noch nicht gefunden worden. Man könnte auch annehmen, daß es sich bei den Nontroniten um Mischglieder einer Montmorillonit-Beidellit-Nontronit-Reihe handeln könnte. Allerdings treten bereits Schwierigkeiten bei der Annahme der Zusammensetzung der Endglieder auf, bzw. bei einer größeren Anzahl von Komponenten werden die Schwierigkeiten einer vernünftigen Aufteilung sehr groß. Versuche in dieser Richtung wurden von *C. S. Ross* und *S. B. Hendricks* unternommen (Lit. 1).

T. Sudô (Lit. 14, 15) hat eine eisenreiche Varietät von Montmorillonit beschrieben, deren chemische Zusammensetzung mit der des Nontronites von Mariasdorf sehr gut übereinstimmt. Die röntgenographische, DTA- und elektronenoptische Untersuchung zeigte aber eindeutig einen eisenreichen Nontronit. Während der von *Sudô* untersuchte Montmorillonit äußerst feinkristallin ist, tritt der Nontronit von Mariasdorf in gut entwickelten Kristalliten von Zehntel Millimeter Größe auf.

Eine Prüfung des Mariasdorfer Nontronites mit Benzidin, einer Reaktion, die erfahrungsgemäß sehr spezifisch für Minerale der Montmorillonitgruppe ist, zeigte eine rasche und sehr intensive Blaufärbung.

Auch die von *U. Hofmann* und Mitarbeitern (Lit. 5) angegebene Unterscheidung von Nontronit und Cr-Nontronit (Wolchonskoit), die unter Umständen auf Grund von optischen, röntgenographischen und DTA-Daten schwierig ist, mit verdünntem wässerigem NH_3, ergab bei der untersuchten Probe die für Nontronite typische bräunliche Anfärbung. Cr-Nontronite bleiben unverändert grün.

U. Hofmann erklärt dieses Verhalten damit, daß die Braunfärbung des Nontronites durch die Oxydation geringer Mengen Fe^{2+}-Ionen, die in der Oktaederschicht an den Kristallrändern liegen, in alkalischer Lösung zu Fe^{+3} bewirkt wird.

Spektralanalytische Untersuchung

Im Zusammenhang mit genetischen Betrachtungen wurde eine durch Mineraltrennung gereinigte Fraktion des Nontronites spektralanalytisch untersucht.

B	Ba	Cr	Cu	Li	Mn
0·01%	0·1%	0·05%	0·01%	0·01%	0·05%
Ni	Sn	Sb	Sr	Ti	V
0·01%	0·01%	0·002%	0·01%	0·01%	0·01%

Alle Intensitäten wurden nur geschätzt.

Folgende Elemente konnten nicht nachgewiesen werden: Ag, As, Be, Bi, Cs, Cd, Ce, Co, Ga, Ge, Hg, La, Mo, P, Pb, W, Y, Zn, Zr, U und Th.

Chromhaltige Nontronite, sogenannte Wolchonkoite, bei denen ein Teil des Eisens durch Chrom ersetzt ist, sind bekannt und erst unlängst haben *A. Weiss, G. Koch* und *U. Hofmann* (Lit. 5) einen solchen aus dem Basalt von Groschlattengrün im Fichtelgebirge beschrieben. Geringe Mengen Mn können isomorph Fe, Ni kann Mg ersetzen. Vanadin und Titan treffen wir als Spurenelement in allen Tonen an.

Ob im Falle des Mariasdorfer Nontronites bei der Umlagerung des Ausgangsgesteines (Basalt?) biogene Prozesse zur Anreicherung von B, V oder Cu geführt haben, ist fraglich. Der Gehalt an Sb-Spuren kann vielleicht mit den nahen Antimonitvorkommen von Schlaining in Beziehung gebracht werden.

Vergleiche mit anderen bekannten Nontroniten sind nicht anzustellen, da keine spektralanalytischen Befunde vorliegen.

Genetische Betrachtung

Nontronit kommt vorwiegend dort vor, wo eisenhaltige Minerale in basischen Gesteinen zersetzt werden.

So findet sich der Nontronit von Spokane, Washington, USA [1] gemeinsam mit Kaolinit in der Verwitterungszone eines Basaltes. Dabei dürften alkalische Lösungen und ein hoher Magnesiumgehalt von der Alterung der glasigen Grundmasse stammend (weniger von den Augiten) eine Rolle spielen.

Die Vorkommen von Garfield und Manito (ebenfalls Washington District) stammen ebenfalls von verwittertem Basalt.

Der Nontronit von Woody, Californien (USA), kommt in Gängen und Adern in einem Granat-Pyroxengestein vor (Lit. 7).

Die von *Sserdjutschenko* (Lit. 16, 17) beschriebenen Nontronite und Wolchonskoite vom Cheghet-Lankhran-Tal, vom Gedmayschkh-Tal und vom Bolshic-laba-Fluß im Ural sind wie das bayrische Vorkommen bei Kropfmühl an Graphit gebunden. Eine Reihe weiterer Vorkommen haben *Rosenbusch* und *Mugge* beschrieben (Lit. 18).

[1] Siehe Ref. Clay Minerals, API-Project, dort als Test-Tonmineral angeführt.

Correns und *Schleinz* (Lit. 19), *v. Engelhardt* (Lit. 20) konnten Nontronit neben anderen Tonmineralen in einem Boden feststellen.

U. Hofmann und Mitarbeiter (Lit. 5) untersuchten einen Wolchonskoit, der neben Nontronit, Montmorillonit, Saponit verschiedenen Zeolithen und Calcit als Kluftausfüllung im Basalt von Groschlattengrün im Fichtelgebirge vorkommt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der Nontronit vorwiegend in Verbindung mit Basalten oder basischen Gesteinen auftritt und durch verwitterungsähnliche Vorgänge bei Gegenwart von Alkali entstanden ist. In Bodenprofilen bevorzugt er die wenig entwässerten, mehr alkalischen Teile, während in höheren gut entwässerten Bereichen Kaolinit das vorherrschende Mineral ist (Lit. 21).

Aus hydrothermalen Syntheseversuchen (Lit. 6) wissen wir, daß sich Nontronit bei 175 bis 290° C in Gegenwart von Alkali- (Erdalkali-) Ionen bildet. Die günstige Wirkung von Lithium-Ionen (Vorliebe für oktaedrische Position) wird festgestellt.

Was nun den Nontronit von Mariasdorf betrifft, so lassen sich die Genetik betreffend, nur Vermutungen anstellen. Die fast monomineralische Probe, die isoliert in einer Schwemmsandschicht lag und einem etwas abgerollten Tonklumpen glich, dürfte kaum autochton sein. Außer einer sehr schwachen Anwitterung in Form von dendritischem Limonit war nichts festzustellen, was Rückschlüsse auf das Ursprungsgestein ermöglicht hätte. Die nahe Lage des steirischen Vulkangebietes läßt vermuten, daß der eisenarme Nontronit von Mariasdorf damit in Verbindung steht.

Die Elektronenaufnahmen wurden anläßlich meines Studienaufenthaltes in den USA (Fullbright-Stipendium) im Institut für Mineralogie der Pennsylvania State University, Pa., angefertigt. Für Unterstützung und wertvolle Hilfe danke ich besonders dem Leiter des Institutes, Herrn Prof. *T. F. Bates* und Herrn ass. Prof. *J. Comer* und ass. Prof. Dr. *Lovell*.

Literatur

1. *Ross, C. S.*, und *S. B. Hendricks*, Geol. Surv. Prof. Paper 205 B, *1*—77 (1945). — 2. *Bates, Th. F., F. A. Hildebrand*, und *A. Swineford*, Amer. Min. *35* (1950), 463—484. — 3. *Visconti, Y. St.*, und Mitarbeiter, Amer. Min. *41* (1956), 1/2, 67. — 4. *Mc Conell, D.*, Amer. Min. *35* (1950), 166—172. — 5. *Weiss, A., G. Koch*, und *U. Hofmann*, Ber. DKG *31* (1954), 9. — 6. *Hamilton, G.*, und *W. Furtwängler*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. 2 (1951), 397—406. — 7. *Larsen, E. S.*, und *G. Steiger*, Am. J. Sci. *15* (1928), 1—15. — 8. *Grim*, Clay Mineralogy, 1954, S. 93. — 9. *Grim, R. E., W. G. Bradley*, und *G. Brown*, Min. Soc. of Great Britain, Monograph (1951), 138—172. — 10. *Keller, W.*, und *E. Prickett*, Amer. Min. *34* (1949), 855—868 und Amer. J. Sci. *248* (1950), 264—273. — 11. *Buswell, A. M.*, und *B. F. Dudenbrostel*, J. Amer. Chem. Soc. *63* (1941), 2554 bis 2558. — 12. *Nagelschmidt, G.*, Mineral. Mag. J. Mineral. Soc. 25 (1938), 140 bis

156. — 13. *Jasmund, K.*, Die silikatischen Tonminerale. Verlag Chemie Weinheim, 1955. — 14. *Sudô, Toshio,* Proceeding of the Japan Academy *26* (1950). — 15. *Sudô, T.,* und *Setsuji Ôta,* Jour. Geol. Soc., Japan, *58* (1952), 685. — 16. *Sserdjutschenko, D.,* Zbl. Min. (1929 A), 47—55. — 17. *Sserdjutschenko, D.,* Mem. Soc. russ. Mineral. *76* (1947), ref. Chem. Zbl. (1949), S. 476. — 18. *Rosenbusch-Mugge,* Mikrosk. Physiogr., Spez. Teil (1927). — 19. *Correns, C. W.,* und *F. K. Schleinz,* Ztschr. f. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde *44* (1936), 316—326. — 20. *Engelhardt, W., von,* Chemie der Erde *11* (1937), 17—37. — 21. *Allen, V. T.,* und *V. E. Scheid,* Amer. Min. *31* (1946), 294—312.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Untersuchungen an stengeligem Quarz eines Schriftgranites von Zwiesel, Bayern

Von

Haymo Heritsch und **Helmut Höller**

Mit 1 Textabbildung

(Eingegangen am 26. Mai 1959)

Inhalt: Optische und röntgenographische Untersuchungen zeigen, daß die Quarzstengel im Schriftgranit von Zwiesel über mehrere Zentimeter in ihrem optischen Drehvermögen und in der Orientierung konstant bleiben.

Einleitung

In einer Anzahl von Arbeiten (*H. Heritsch* und *P. Sonnleitner,* 1950; *H. Heritsch,* 1951 a; *H. Heritsch,* 1951 b; *H. Heritsch,* 1953 a; *H. Heritsch,* 1953 b; *H. Heritsch,* 1953 c; *H. Heritsch* und *P. Paulitsch,* 1954) wurde darauf hingewiesen, daß es unter günstigen Umständen möglich ist, bei Quarzen in Schriftgraniten Aussagen über Drehvermögen, Verzwilligungsverhalten und Stellung zum umgebenden Feldspat zu machen. In den bis jetzt beschriebenen Fällen beschränkte sich eine röntgenographische Untersuchung jeweils nur auf einen Schliff eines Schriftgranites; soweit Parallelschliffe beschrieben sind, ist nur optisch die Konstanz des Drehvermögens über längere Quarzstengel verfolgt worden.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, an einem Schriftgranit die Quarzstengel auf Drehvermögen, Verzwilligung und Stellung zum Feldspat über eine möglichst lange Strecke zu untersuchen. Als besonders günstig erwies sich der schon untersuchte Schriftgranit von Zwiesel (bezeichnet mit Zwiesel I in *H. Heritsch,* 1953 a, 1953 b).

Das Handstück hatte etwa die Abmessungen 8 cm $\times$ 5 cm $\times$ 12 cm und bestand aus einem einzigen Mikroklinkristall. Die Quarzstengel waren, parallel der Längserstreckung des Handstückes, in ihrer

Dicke über die ganze Länge annähernd gleichbleibend. Das konnte man schon äußerlich beobachten. Daher war die Identifizierung eines Stengels in den acht angefertigten Parallelschliffen ohne Schwierigkeiten möglich.

Untersuchung der Quarze auf optisches Drehvermögen

Die optische Qualität und die Konstanz der Orientierung der Quarze sind in allen Parallelschliffen so gut, daß jedes Korn vermessen werden konnte. Rechts- und Linksverzwilligung im selben Korn tritt in Übereinstimmung mit den vorher zitierten Unter-

Tab. 1. *Verteilung der Rechts- und Linksquarze in den Parallelschliffen*

Parallelschliff	Anzahl der vermessenen Körner	davon	
		Rechtsquarze	Linksquarze
1	131	23	108
2	176	26	150
3	190	27	163
4	189	44	145
5	193	43	150
6	182	41	141
7	186	37	149
8	195	48	147
	1442	289	1153

suchungsergebnissen nicht auf. Die wechselnde Zahl der Körner in den einzelnen Parallelschliffen ist nicht nur durch die verschiedene Schliffgröße (unregelmäßige Begrenzung des Handstückes) bedingt, sondern auch durch das wiederholte Aufhören und Neubeginnen von Quarzstengeln. Die Vermessungsergebnisse sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Laueaufnahmen der Quarze

Die röntgenographischen Untersuchungen des ersten Parallelschliffes sind in *H. Heritsch* (1953 b) angegeben. Alle weiteren Parallelschliffe zeigten dieselbe Orientierung: Gesetz Rose: [001] des Mikrolins liegt in der Mitte zwischen zwei Rhomboederzonen des Quarzes. Die Meßergebnisse für die Parallelschliffe 2, 3 und 4 sind in Tab. 2 angeführt. In den Parallelschliffen 5 bis 8 sind nur mehr etwa 40 durchgehende Quarzstengel weiter verfolgt worden.

Tab. 2. *Verteilung der Einkristalle und Dauphinéer Zwillinge in den Parallelschliffen*

Parallelschliff	Anzahl der Laueaufnahmen	davon	
		Einkristalle	Dauphinéer Zwillinge
2	133	50 (38%)	83 (62%)
3	131	55 (42%)	76 (58%)
4	124	54 (44%)	70 (56%)
	388	159 (41%)	229 (59%)

Gestalt der Quarzstengel

Durch die ungefähr einen Zentimeter voneinander geführten Parallelschliffe sind die Querschnitte der Quarzstengel in einer Distanz von einem Zentimeter bekannt. Die Gestalt der Stengel ist, wie schon oben erwähnt, so konstant, daß die weggeschnittenen Zwischenteile zeichnerisch ergänzt werden können. Dieses Verfahren ist für Abb. 1 angewendet und für die räumliche Darstellung sind hier die Querschnitte perspektivisch verkürzt.

Innerhalb des beobachteten Bereiches gibt es einmal Stengel, die ganz durchgehen, d. h. länger als der beobachtete Bereich sind, vgl. Abb. 1: a, b, c, g. Anderseits kann man beobachten, daß Stengel neu beginnen und keinen sichtbaren Zusammenhang mit schon vorhandenen Stengeln zeigen, vgl. Abb. 1: f. Außerdem treten häufig Verzweigungen auf, vgl. Abb. 1: b, c, d.

Ergebnisse der optischen und röntgenographischen Untersuchungen

1. Alle untersuchten Quarzstengel halten ihr Drehvermögen in der Längserstreckung bei, vgl. Abb. 1: a, b, c, d, e, f, g.

2. Bei Verzweigungen haben „Stamm" und „Zweige" dasselbe Drehvermögen, vgl. Abb. 1: b, c, d.

3. Es gibt Quarzstengel, die im ganzen beobachteten Bereich Einkristalle sind, vgl. Abb. 1: e; weiterhin solche, die im ganzen Bereich Dauphinéerzwillinge sind, vgl. Abb. 1: a und schließlich solche, die teilweise Einkristalle und teilweise Dauphinéerzwillinge sind, vgl. Abb. 1: b, c, d, f, g.

4. Von den beiden möglichen Lagen der positiven Rhomboederzonen der Einkristallschnitte ist eine Lage durch die ganze Länge des Handstückes bevorzugt (vgl. *H. Heritsch*, 1953 b: *H. Heritsch* und *P. Paulitsch*, 1954). Auf die Zeichnungen der Abb. 1 bezogen bedeutet das: *Eine* der positiven Rhomboederzonen der Quarz-

einkristallschnitte zeigt vorzugsweise nach links, vgl. Abb. 1: b, c, d, e, f; ganz selten zeigt die positive Rhomboederzone nach rechts, vgl. Abb. 1: g.

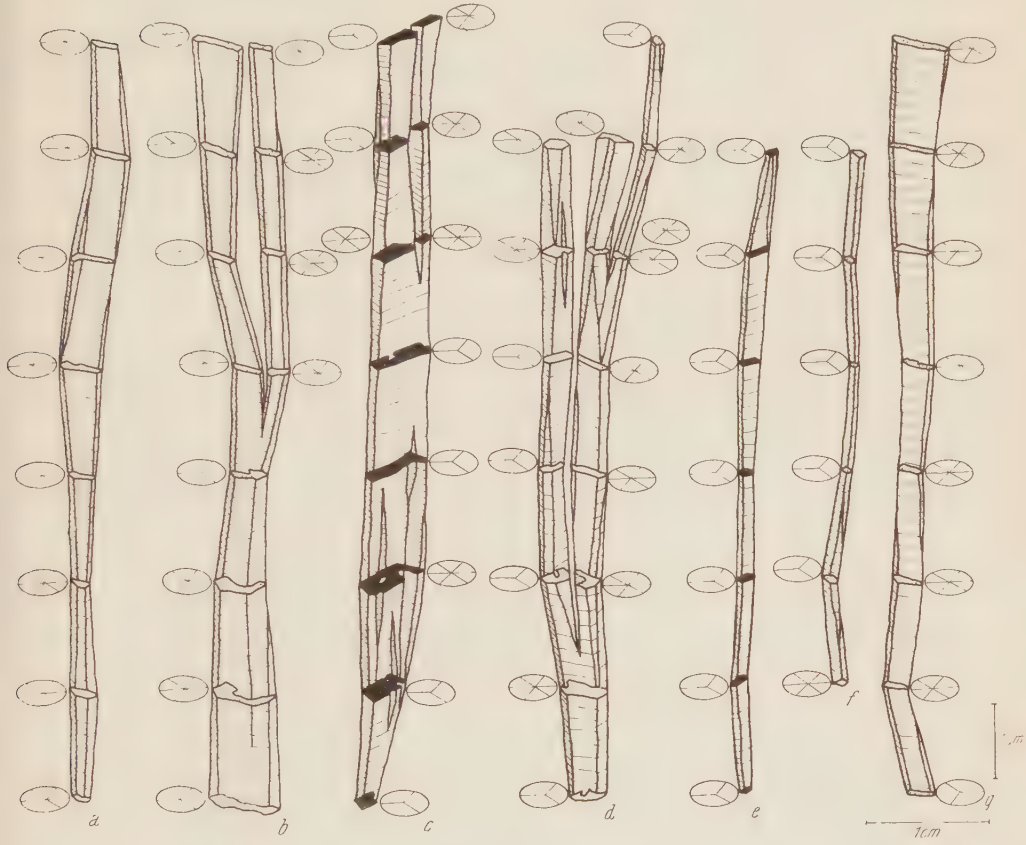


Abb. 1. Quarzstengel aus dem Schriftgranit von Zwiesel, Bayern, in perspektivischer Darstellung. Die Untersuchungsergebnisse von acht Parallelschliffen sind eingetragen. Es bedeutet: ausgefüllte Querschnitte, Rechtsdrehung; punktierte Querschnitte, Linksdrehung; die Radien in den Ellipsen sind die positiven Rhomboederzonen. Ein dreistrahliger Stern bedeutet das Lauebild eines Einkristalles, ein sechsstrahliger Stern das Lauebild eines Dauphinéerzwillings. Der Maßstab ist wegen der Länge der Stengel in der Längsrichtung verkürzt.

Literatur

Heritsch, H., und *P. Sonnleitner* (1950). Öst. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl. Nr. 14, 338. — *Heritsch, H.* (1951 a). Öst. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl. Nr. 9, 227. — *Heritsch, H.* (1951 b). Tschermaks Min. Pet. Mitt. (Dritte Folge) *2*, 432. — *Heritsch, H.* (1953 a). Tschermaks Min. Pet. Mitt. (Dritte Folge) *3*, 115. — *Heritsch, H.* (1953 b). Tschermaks Min. Pet. Mitt. (Dritte Folge) *3*, 126. — *Heritsch, H.* (1953 c). Tschermaks Min. Pet. Mitt. (Dritte Folge) *3*, 272. — *Heritsch, H.*, und *P. Paulitsch* (1954). Tschermaks Min. Pet. Mitt. (Dritte Folge) *4*, 18.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Kristallform und Gitterkonstanten von 2,6-Bis-(2-hydroxy-3,5-dimethyl-benzyl)-3,5-dimethyl-phenol, $C_{26}H_{30}O_3$

Von

Haymo Heritsch, Helmut Höller und **Eva-Maria Walitzi**

Mit 3 Textabbbildungen

(Eingegangen am 26. Mai 1959)

Inhalt: Die untersuchte Substanz ist triklin. Zur kristallographischen Beschreibung werden die reduzierten Zellen nach *Delaunay* bzw. *Dirichlet* sowie eine morphologische Aufstellung benützt.

Kristalle der hochschmelzenden Form von 2,6-Bis-(2-hydroxy-3,5-dimethyl-benzyl)-3,5-dimethyl-phenol, $C_{26}H_{30}O_3$ wurden im Institut für organische und pharmazeutische Chemie von *G. Zigeuner* und *H. Weichsel* (1955) bzw. *G. Zigeuner* und *M. Wilhelmi* (1959) hergestellt.

Herr Prof. *G. Zigeuner* (Graz) hat uns Kristalle für die folgende kristallographische Untersuchung zur Verfügung gestellt.

Der äußere Eindruck der Kristalle wird durch Abb. 1 bis 3 vermittelt. Es sei bemerkt, daß neben der tafeligen Ausbildung gelegentlich auch ein nach der Zone l-a-m kurzsäuliger Habitus vorkommt. Alle Untersuchungen sind an tafeligen Kristallen von etwa $0{\cdot}5 \times 0{\cdot}4 \times 0{\cdot}2$ mm ausgeführt. Mit dem Reflexionsgoniometer sind

Tab. 1. *Konstanten und Winkelwerte der nach Delaunay reduzierten Zelle*

		Buchstabe	Index	φ
$a_0 = 11{\cdot}02$ Å	$a : b : c = 0{\cdot}911 : 1 : 0{\cdot}883$	c	010	0 00′
$b_0 = 12{\cdot}10$ Å	$\alpha = 116^0\,04'$; $\beta = 116^0\,48'$; $\gamma = 92^0\,49'$	a′	$1\bar{1}0$	122° 06′
$c_0 = 10{\cdot}69$ Å		l′	$0\bar{1}1$	125° 07′
$\alpha = 116^0\,04'$	$p_0 : q_0 : r_0 = 0{\cdot}872 : 0{\cdot}789 : 1$	m	101	−60° 43′
$\beta = 116^0\,48'$	$\lambda = 58^0\,48'$; $\mu = 58^0\,12'$; $\nu = 72^0\,02'$		100	72° 02′
$\gamma = 92^0\,49'$			001	36° 42′

mehrere Kristalle vermessen worden. Diese Messungen wurden durch Röntgenaufnahmen ergänzt. Damit ist es möglich, eine aus morphologischen Gründen gewählte Aufstellung mit reduzierten Zellen in Verbindung zu bringen (*B. Delaunay*, 1933; *International Tables*, 1952; *J. D. H. Donnay* und *W. Nowacki*, 1954).

Experimentelle Zelle

Zur Bestimmung einer beliebigen experimentellen Zelle kamen folgende drei nicht komplanare, morphologisch deutlich hervortretende Zonenachsen zur Verwendung:

Zonenachse zu l-a-m für Z
Zonenachse zu a-c für Y
Zonenachse zu l-c für X (vgl. besonders Abb. 3).

Für jede Richtung wurden Drehkristallaufnahmen, Weißenberg-Äquator- und Pseudoäquatoraufnahmen mit Cu-Strahlung gemacht. Daraus ergab sich die Primitivität der so gewählten Zelle. Durch Kombination von Röntgendaten und morphologisch gewonnenen Winkelangaben erhält man folgende Werte für die experimentelle Zelle:

$$a_0 = 11{\cdot}02\ \text{Å} \pm 0{\cdot}10\ \text{Å}$$
$$b_0 = 10{\cdot}69\ \text{Å} \pm 0{\cdot}09\ \text{Å}$$
$$c_0 = 12{\cdot}21\ \text{Å} \pm 0{\cdot}07\ \text{Å}$$
$$\alpha = 88^0\,06' \pm 15'$$
$$\beta = 117^0\,20' \pm 15'$$
$$\gamma = 63^0\,12' \pm 30'$$

Reduzierte Zelle nach Delaunay

Der Algorithmus nach *B. Delaunay* (1933) bzw. *International Tables* (1952), wobei die Konstanten nach dem Vorschlag von *J. D. H. Donnay* und *W. Nowacki* (1954) mit $c < a < b$ geordnet sind, liefert eine reduzierte Zelle mit den in Tab. 1 angegebenen

ρ	ξ_0	η_0	ξ	η	A	B	C
90° 00′	0° 00′	90° 00′	0° 00′	90° 00′	72° 02′	—	58° 48′
90° 00′	90° 00′	−90° 00′	57° 54′	−32° 06′	50° 04′	122° 06′	87° 02′
31° 44′	26° 50′	−19° 35′	25° 29′	−17° 37′	71° 34′	107° 38′	48° 48′
33° 42′	−30° 11′	18° 04′	−28° 57′	15° 45′	112° 07′	74° 16′	53° 56′
90° 00′	90° 00′	90° 00′	72° 02′	17° 58′	—	72° 02′	58° 12′
40° 15′	26° 50′	34° 10′	22° 43′	31° 12′	58° 12′	58° 48′	—

Werten. Die Transformationsmatrix zur Überführung der experimentellen Zelle in die nach *Delaunay* reduzierte Zelle ist:

$$T = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$$

Tab. 1 enthält die Gitterkonstanten der nach *Delaunay* reduzierten Zelle, das Achsenverhältnis für diese Aufstellung und die Goldschmidtschen Konstanten. Außerdem sind für einige Flächen die Winkel φ, ρ, ξ_0, η_0, ξ, η nach *V. Goldschmidt* (1897) berechnet. Die Winkel A, B und C entsprechen den Angaben in *J. D. Dana* und *E. S. Dana* (1946). Beobachtete Flächen sind mit Buchstaben bezeichnet.

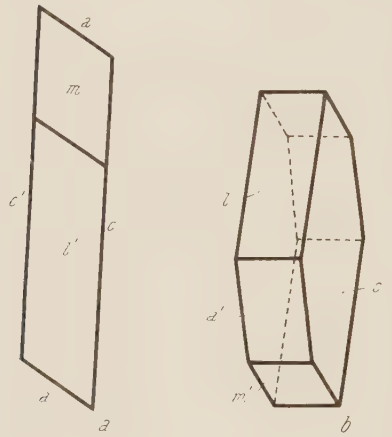


Abb. 1 a bringt ein Kopfbild parallel Z in der Aufstellung der reduzierten Zelle nach *Delaunay*. Abb. 1 b zeigt die Ansicht vom Winkelpunkt $\varphi = 80^0$, $\rho = 80^0$. Die Zeichnungen berücksichtigen die Zentraldistanzen (vgl. *H. Tertsch*, 1954) mit c : a : 1 : m = 0·3 : 1·0 : 0·6 : 1·0.

Abb. 1. Aufstellung nach *Delaunay*. a Kopfbild parallel Z. b Schiefes Bild mit Winkelpunkt $\varphi = 80^0$, $\rho = 80^0$; Zentraldistanzen wie in Abbildung 2 und 3.

Reduzierte Zelle nach Dirichlet

Zur Bestimmung der reduzierten Zelle nach *Dirichlet* wurde der Algorithmus nach *V. Balashov* und *H. D. Ursell* (1957) bzw. *A. L. Patterson* und *W. E. Love* (1957) angewendet. Das Ergebnis ist durch Berechnung der kürzesten Distanzen im Gitter kontrolliert.

Tab. 2. *Konstanten und Winkelwerte der nach Dirichlet reduzierten Zelle*

		Buchstabe	Index	φ
$a_0 = 10{\cdot}69$ Å	a : b : c = 0·970 : 1 : 1·098	c	001	53° 35′
$b_0 = 11{\cdot}02$ Å	$\alpha = 92^0\ 49'$; $\beta = 116^0\ 04'$; $\gamma = 116^0\ 48'$	a	$0\bar{1}1$	152° 18′
$c_0 = 12{\cdot}10$ Å		l	$\bar{1}01$	−118° 36′
$\alpha = 92^0\ 49'$	$p_0 : q_0 : r_0 = 1{\cdot}267 : 1{\cdot}105 : 1$	m	110	112° 07′
$\beta = 116^0\ 04'$	$\lambda = 72^0\ 02'$; $\mu = 58^0\ 48'$; $\nu = 58^0\ 12'$		100	58° 12′
$\gamma = 116^0\ 48'$			010	0° 00′

Tab. 2 beinhaltet Gitterkonstanten, Achsenverhältnis und Winkelwerte für die reduzierte Zelle nach *Dirichlet*. Die Anordnung ist dieselbe wie in Tab. 1.

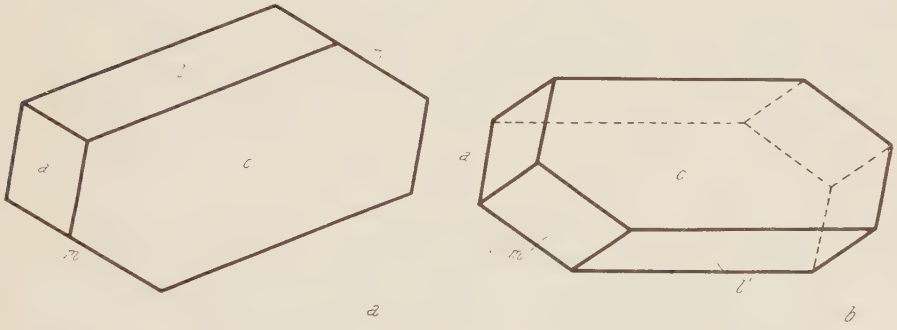


Abb. 2. Aufstellung nach *Dirichlet*. a Kopfbild parallel Z. b Schiefes Bild mit Winkelpunkt $\varphi = 80^0$, $\rho = 80^0$; Zentraldistanzen wie in Abb. 1 und 3.

Abb. 2 a zeigt das Kopfbild parallel Z für diese Aufstellung. Abb. 2 b zeigt ein Bild vom Winkelpunkt $\varphi = 80^0$, $\rho = 80^0$. Die Bezeichnung der Flächen und die Zentraldistanzen sind dieselben wie in Abb. 1.

Morphologische Aufstellung

Sowohl die nach *Delaunay* reduzierte als auch die nach *Dirichlet* reduzierte Zelle entsprechen nicht der in der morphologischen Kristallographie geübten Gewohnheit, bei der Aufstellung niedrig symmetrischer Kristalle Anklänge an höhere Symmetrie zu berücksichtigen. Dies geschieht durch eine Aufstellung, wie sie in Abb. 3 dargestellt ist. Damit ist der Eindruck einer nahezu monoklinen Symmetrie erreicht, die auch aus den Winkelangaben von Tab. 3 zu ersehen ist (φ von c und a fast 90^0, Abweichung von l und m für ein aufrechtes monoklines Prisma 48′). In Tab. 3 sind Gitter-

ρ	ξ_0	η_0	ξ	η	A	B	C
$31^0\,18'$	$26^0\,05'$	$19^0\,51'$	$24^0\,44'$	$17^0\,58'$	$58^0\,48'$	$72^0\,02'$	—
$46^0\,28'$	$26^0\,05'$	$-42^0\,59'$	$19^0\,42'$	$-39^0\,56'$	$92^0\,58'$	$129^0\,56'$	$57^0\,54'$
$41^0\,16'$	$-37^0\,37'$	$-22^0\,47'$	$35^0\,23'$	$18^0\,24'$	$131^0\,12'$	$108^0\,24'$	$72^0\,22'$
$90^0\,00'$	$90^0\,00'$	$-90^0\,00'$	$67^0\,53'$	$-22^0\,07'$	$53^0\,56'$	$112^0\,07'$	$74^0\,16'$
$90^0\,00'$	$90^0\,00'$	$90^0\,00'$	$58^0\,12'$	$31^0\,48'$	—	$58^0\,12'$	$58^0\,48'$
$90^0\,00'$	$0^0\,00'$	$90^0\,00'$	$0^0\,00'$	$90^0\,00'$	$58^0\,12'$	—	$72^0\,02'$

Tab. 3. *Konstanten und Winkelwerte der morphologischen Zelle*

		Buchstabe	Index	φ
$a_0 = 19{\cdot}69$ Å	$a : b : c = 1{\cdot}842 : 1 : 1{\cdot}142$	c	001	91° 38′
$b_0 = 10{\cdot}69$ Å		a	100	88° 37′
$c_0 = 12{\cdot}21$ Å	$\alpha = 88° 06'$; $\beta = 122° 08'$; $\gamma = 92° 11'$	l	110	146° 57′
$\alpha = 88° 06'$	$p_0 : q_0 : r_0 = 0{\cdot}620 : 0{\cdot}968 : 1$	m	110	32° 15′
$\beta = 122° 08'$			010	0° 00′
$\gamma = 92° 11'$	$\lambda = 90° 52'$; $\mu = 57° 54'$; $\nu = 88° 37'$			

konstanten, Achsenverhältnis und Winkelwerte für die morphologische Aufstellung und Zelle angeführt.

Zur Überführung der nach *Delaunay* reduzierten Zelle in die morphologische Aufstellung gilt

$$T = \begin{pmatrix} -2 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{pmatrix}$$

und die Zelle der morphologischen Aufstellung ist doppelt primitiv, triklin C.

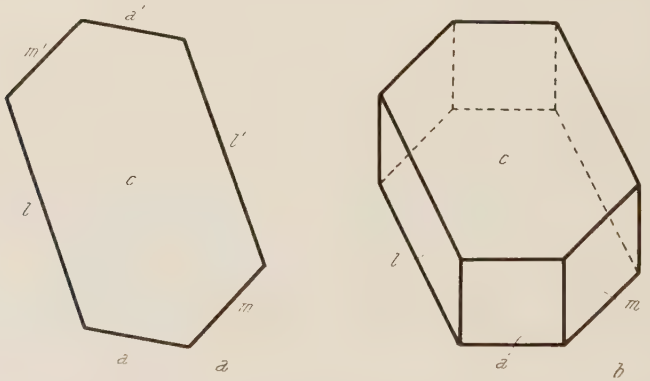


Abb. 3. Morphologische Aufstellung. a Kopfbild parallel Z. b Schiefes Bild mit Winkelpunkt $\varphi = 80°$, $\rho = 80°$; Zentraldistanzen wie in Abb. 1 und 2.

Das Kopfbild parallel Z für diese Aufstellung ist in Abb. 3 a, das schiefe Bild vom Winkelpunkt $\varphi = 80°$, $\rho = 80°$ in Abb. 3 b gezeichnet. Die Flächenbezeichnungen und die Zentraldistanzen stimmen mit Abb. 1 und 2 überein.

Die Zuordnung zu den beiden möglichen Raumgruppen P1 — C_1^1 und $P\bar{1}$ — C_i^1 bleibt offen.

ρ	ξ_0	η_0	ξ	η	A	B	C
32° 09′	32° 08′	— 1° 01′	32° 08′	— 0° 52′	57° 54′	90° 52′	—
90° 00′	90° 00′	90° 00′	88° 37′	1° 23′	—	88° 37′	57° 54′
90° 00′	90° 00′	—90° 00′	33° 03′	—56° 57′	58° 20′	146° 57′	72° 22′
90° 00′	90° 00′	90° 00′	32° 15′	57° 45′	56° 22′	32° 15′	74° 16′
90° 00′	0° 00′	90° 00′	0° 00′	90° 00′	88° 37′	—	90° 52′

Zellvolumen und Dichte

Aus den Gitterkonstanten errechnet man für die primitive Zelle ein Volumen von 1087·0 Å^3.

Die Dichte wurde experimentell mit der Schwebemethode bestimmt und beträgt $d_{exp.} = 1{\cdot}17$ g . cm^{-3}. Daraus folgt für die Zahl der Moleküle pro Zelle $Z = 1{\cdot}96 \simeq 2$; $d_{ber.} = 1{\cdot}19$ g . cm^{-3}.

Zur Herstellung orientierter optischer Präparate sind die Kristalle zu weich, wohl kann an Pulverpräparaten hohe Doppelbrechung und optische Zweiachsigkeit mit großem Achsenwinkel festgestellt werden.

Literatur

Balashov, V., und *H. D. Ursell*, Acta Cryst. *10* (1957), 582. — *Dana, J. D.*, und *E. S. Dana*, The System of Mineralogy. 7th Edition: *Palache, C., H. Berman*, und *C. Frondel*. New York: J. Wiley, 1946. — *Delaunay, B.*, Zeitschr. f. Kristallogr. *84* (1933), 109. — *Donnay, J. D. H.*, und *W. Nowacki*, Crystal Data. The Geological Society of America Memoir, New York, *60* (1954), 138. — *Goldschmidt, V.*, Krystallographische Winkeltabellen. Berlin: J. Springer, 1897. — *International Tables* for X-ray Crystallography. Vol. I. Birmingham: Kynoch Press, 1952. — *Patterson, A. L.*, und *W. E. Love*, Acta Cryst. *10* (1957), 111. — *Tertsch, H.*, Die stereographische Projektion in der Kristallkunde. Wiesbaden, 1954. — *Zigeuner, G.*, und *H. Weichsel*, Monatsh. f. Chemie *86* (1955), 585. — *Zigeuner, G.*, und *M. Wilhelmi*, Monatsh. f. Chemie *90* (1959), 361.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel südlich Fehring, Steiermark

Von

Haymo Heritsch, Gerhard Bertoldi und **Eva-Maria Walitzi**

Mit 1 Textabbildung

(Eingegangen am 26. Mai 1959)

Inhalt: Auf Grund einer chemischen Analyse und einer Strukturuntersuchung mit Hilfe einer Fourieranalyse kann die spezielle kristallchemische Formel der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel geschrieben werden:

$$\frac{1}{\sim}\,(OH_{1\cdot57}\,O_{0\cdot43})_{2\cdot00}\,(Na_{0\cdot46}\,K_{0\cdot35})^{[10]}_{0\cdot81}\,(Ca_{1\cdot82}\,Na_{0\,18})^{[8]}_{2\cdot00}\,(Mg_{2\cdot88}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot66}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot57}\,Al_{0\cdot40}\,Ti_{0\cdot49})^{[6]}_{5\cdot00}\,[(Si_{5\cdot85}\,Al_{2\cdot15})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}]$$

Einleitung

Im Sinne der Arbeit von *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957) werden weitere Hornblenden untersucht, dabei vorzugsweise solche, bei denen der Koeffizient für (Ca, Na, K) nahe an 3 liegt.

Dieser Bedingung entspricht z. B. die aus der Literatur schon bekannte basaltische Hornblende des Kuruzzenkogels südlich von Fehring.

J. Schadler (1914) hat eine Beschreibung dieser Hornblende, insbesondere auch eine chemische Analyse gegeben.

Das Originalmaterial ist nicht mehr vorhanden. Deshalb mußte für die vorliegende Arbeit neben einer Bestimmung der optischen Konstanten und Dichte auch eine chemische Analyse an neuem Material vom Kuruzzenkogel gemacht werden. Dies schien auch deshalb notwendig, weil die Schadlersche Analyse einen bedeutend höheren Wert für Wasser erwarten läßt.

Das Material

Als Material stand ein wenige Zentimeter großer Auswürflingskristall aus alten Aufsammlungen zur Verfügung, der, wie schon *J. Schadler* (1914) ausführt, Spuren von Aufschmelzungen zeigte. Durch Dünnschliffe konnte die Homogenität optisch festgestellt werden. In Übereinstimmung mit *J. Schadler* (1914) ist auch die vorliegende Hornblende fast einschlußfrei. Die angeschmolzenen Randpartien sind für die Untersuchung nicht verwendet worden.

Optische Konstanten und Dichte

Tab. 1. *Optische Konstanten und Dichte der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkögel*

	Vorliegende Arbeit	*J. Schadler* (1914)
n_α	1·664 fast farblos	fast farblos
n_β	1·672 rötlich braun	rötlich braun
n_γ	1·681 grünlich gelbbraun	gelbbraun
$n_\gamma - n_\alpha$		
beob.	0·018	—
ber.	0·017	—
$n_\gamma : Z$	18°	12°
2 V um n_α		
beob.	82°	—
ber.	86°	—
Dichte		
beob.	3·21 g · cm^{-3}	3·266 g · cm^{-3}
ber.	3·13 g · cm^{-3}	

Die Brechungsquotienten sind nach der Einbettungsmethode, die Doppelbrechung mit dem Berek-Kompensator und der Achsenwinkel mit dem U-Tisch an orientierten Schliffen bestimmt. Die Auslöschungsschiefe ist an einem Schliff nach (010) gemessen; die Dichte wurde mit dem Pyknometer bei 20° C ermittelt. Die Ergebnisse enthält Tab. 1.

Chemische Analyse

Die chemische Analyse ist nach den üblichen Methoden vgl. z. B. *J. Jakob* (1952) ausgeführt. Das Wasser ist als Glühverlust bestimmt. Für die Alkalitrennung wurde die Methode mit Kalignost ausgeführt nach *W. Prodinger* (1954), angewendet. Für den Hinweis auf diese Methode danken wir Herrn Prof. Dr. *F. Hölzl.*

Tab. 2 bringt die vorliegenden Analysenergebnisse im Vergleich mit denen von *J. Schadler*.

Tab. 2. *Chemische Analysen der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel*

	Analytiker *G. Bertoldi*		Analytiker *J. Schadler* (1914)	
	Gew.%	Atompr.	Gew.%	Atompr.
SiO_2	39·85	6635	39·66	6603
Al_2O_3	14·74	2892	14·27	2800
TiO_2	4·40	551	4·60	576
Fe_2O_3	5·17	648	5·07	636
FeO	5·38	749	5·10	710
MgO	13·16	3264	14·56	3611
CaO	11·54	2058	10·78	1922
Na_2O	2·23	720	3·52	1136
K_2O	1·86	396	2·10	446
H_2O^+	1·86	2064	0·49	544
	100·19		100·15	

Analysensumme gegenüber *J. Schadler* (1914) korrigiert.

Berechnet man die Formel aus der Annahme, daß die Summe der Koeffizienten der Kationen der Vierer- und Sechserkoordination 13 ist, so folgt unter Berücksichtigung des Valenzausgleiches:

$$\frac{1}{\infty}\,(OH_{1\cdot57}\,O_{0\cdot43})_{2\cdot00}\,(Ca_{1\cdot82}\,Na_{0\cdot64}\,K_{0\cdot35})_{2\cdot81}\,(Mg_{2\cdot88}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot66}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot57}\,Al_{0\cdot40}\,Ti_{0\cdot49})_{5\cdot00}\,[(Si_{5\cdot85}\,Al_{2\cdot15})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}].$$

Eine Berechnung aus den Zelldimensionen und der Dichte ergibt nur ganz geringe Abweichungen.

Die Berechnung der *Schadler*schen Analyse unter Zugrundelegung von: Kationen der Vierer- und Sechserkoordination = 13 ergibt, ebenfalls unter Berücksichtigung des Valenzausgleiches:

$$\frac{1}{\infty}\,(OH_{1\cdot79}\,O_{0\cdot21})_{2\cdot00}\,(Ca_{1\cdot67}\,Na_{0\cdot99}\,K_{0\cdot39})_{3\cdot05}\,(Mg_{3\cdot14}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot62}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot55}\,Al_{0\cdot19}\,Ti_{0\cdot50})_{5\cdot00}\,[(Si_{5\cdot75}\,Al_{2\cdot25})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}].$$

Die Übereinstimmung der beiden Formeln (Analysen an verschiedenen Auswürflingen) ist befriedigend; allerdings müßte die *Schadler*sche Analyse einen größeren Wassergehalt aufweisen, ebenso scheint der Wert der Alkalien etwas zu hoch zu sein.

Die Gitterkonstanten

Der hier untersuchte Kristall spaltet sehr gut nach $\{110\}$, gemessener Spaltwinkel $124^0\,05' \pm 10'$, und an solchen Spaltstücken sind sämtliche röntgenographische Untersuchungen ausgeführt worden.

Drehkristallaufnahmen um [001] und [010], Weissenberg-Äquatoraufnahmen und Pseudoäquatoraufnahmen 1. Schichtlinie um [010] und [001], teilweise mit Fe-, teilweise mit Cu-Strahlung, liefern die folgenden Gitterkonstanten der Tab. 3.

Tab. 3. *Gitterkonstanten der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel*

	C 2/m	I 2/m
a_0 (Å)	9·98 ± 0·07	9·97 ± 0·07
b_0 (Å)	18·22 ± 0·2	18·22 ± 0·2
c_0 (Å)	5·365 ± 0·025	5·365 ± 0·025
β	105° 42' ± 10'	105° 30' ± 10'
V (Å^3)	939·2	

Alle folgenden Angaben beziehen sich auf die Aufstellung I 2/m.

Strukturbestimmung

Die Grundlage für die Strukturbestimmung sind die Arbeiten von *B. E. Warren* (1929 a, b); ferner wurden benützt *E. J. W. Whittaker* (1949), *J. Zussman* (1955) und *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957). Weissenberg-Äquatoraufnahmen um [001] mit Cu- und Fe-Strahlung lieferten die Intensitäten von (hkO) für eine Fourierprojektion längs [001]. Dabei kamen zwei nadelige Spaltstücke nach $\{110\}$ mit den Querdimensionen 0·052 mm × 0·0385 mm bzw. 0·153 mm × 0·088 mm zur Verwendung. So große Kristallquerschnitte erfordern die Berücksichtigung der Absorption. Die entsprechenden Absorptionsfaktoren für Cu-Strahlung konnten den schon vorliegenden Untersuchungen bei Karinthin und barroisitischer Hornblende (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi*, 1957) entnommen werden. Die Absorptionsfaktoren für Fe-Strahlung sind durch Interpolation gewonnen worden.

Relative Intensitäten lagen daher aus vier Sets vor: Großer Kristall mit $Fe_{K\alpha}$- und $Cu_{K\alpha}$-Strahlung, kleiner Kristall mit $Fe_{K\alpha}$ und $Cu_{K\alpha}$-Strahlung. Die Übereinstimmung der vier Sets war zufriedenstellend. Die relativen Intensitäten, korrigiert mit Lorentz-Polarisationsfaktor, wurden gegen Karinthin (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi*, 1957) geeicht und die Vorzeichen eben-

falls vom Karinthin übernommen. Daraus konnte nach Anwendung des Konvergenzfaktors exp. $[-2 \sin^2 \vartheta]$ die erste Fourierprojektion hergestellt werden.

Nach einigen Schritten des Refinements ergab sich eine Fourierprojektion (vgl. Abb. 1 a) und ein Satz von Atomkoordinaten (vgl. Tab. 6), die nach den später angeführten R-Faktoren als endgültig betrachtet werden konnten. Abb. 1 a zeigt die endgültige Fourierprojektion aus den beobachteten F-Werten parallel Z auf eine Ebene senkrecht Z. Die Zuordnung der Peaks zu den einzelnen Atomen zeigt Abb. 1 b.

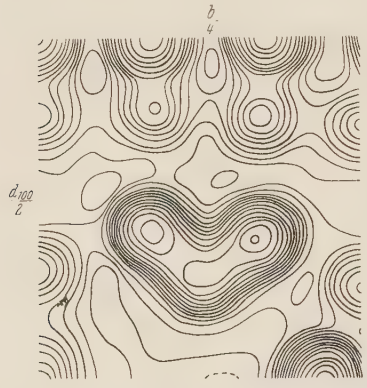


Abb. 1 a.

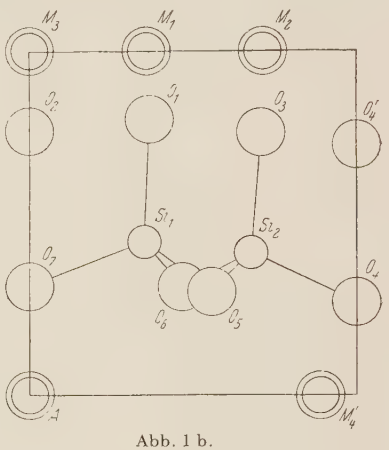


Abb. 1 b.

Abb. 1 a. Basaltische Hornblende vom Kuruzzenkogel. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs Z auf die Ebene normal Z. Die Konturen haben einen Unterschied von 1 e . Å^{-2} bis 10 e . Å^{-2}. Ab 10 e . Å^{-2} haben die Konturen einen Unterschied von 2 e . Å^{-2}. Die strichlierte Linie ist die Nullinie.

Abb. 1 b. Zuordnung der Atomlagen zu nebenstehender Fourierprojektion.

Tab. 4 bringt den Vergleich der beobachteten und berechneten F-Werte.

Bei den berechneten F-Werten ist ein isotroper Temperaturfaktor mit einem B von 0·177 Å^2 berücksichtigt. Für die großen Kationen ist bei der Berechnung der F-Werte eine nichtstatistische Verteilung angenommen, das heißt, das gesamte Calcium und ein Teil des Natriums ist in der Achterkoordination, der Rest des Natriums und das gesamte Kalium in der Zehnerkoordination. Daraus folgt für den R-Faktor 0·17 unter der Voraussetzung, daß F-Werte, für die $F_{obs.}$ nicht beobachtet wurde, unberücksichtigt bleiben; berücksichtigt man alle F-Werte und setzt nicht beobachtetes $F_{obs.} = O$ (schlechtester denkbarer Fall) vgl. z. B. *A. Zemann-Hedlik* und *J. Zemann* (1955), so ergibt sich für R ein Wert von 0·19.

Tab. 4. *Basaltische Hornblende vom Kuruzzenkogel, beobachtete und berechnete F-Werte für hkO*

hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.
020	52	— 48	3·11·0	132	118	710	100	77
040	93	— 83	3·13·0	4	3	730	52	— 54
060	24	24	3·15·0	0	— 20	750	8	— 11
080	23	33	3·17·0	17	12	770	39	— 25
0·10·0	133	128	3·19·0	41	— 38	790	115	— 99
0·12·0	243	232				7·11·0	169	173
0·14·0	25	— 23	400	49	68	7·13·0	25	25
0·16·0	9	— 18	420	0	9	7·15·0	59	— 72
0·18·0	22	32	440	21	8			
0·20·0	41	— 43	460	21	— 17	800	148	155
			480	132	—102	820	30	— 7
110	73	71	4·10·0	87	88	840	34	27
130	11	8	4·12·0	58	82	860	34	— 27
150	23	— 21	4·14·0	27	30	880	0	13
170	18	— 20	4·16·0	58	— 80	8·10·0	31	64
190	94	— 69	4·18·0	19	29	8·12·0	47	62
1·11·0	160	162	4·20·0	52	— 48	8·14·0	19	20
1·13·0	0	— 11						
1·15·0	16	— 26	510	114	— 89	910	36	31
			530	91	72	930	11	6
200	27	40	550	32	— 30	950	0	— 3
220	13	— 14	570	49	24	970	69	61
240	123	124	590	0	— 15	990	18	4
260	0	7	5·11·0	25	— 22	9·11·0	35	40
280	15	16	5·13·0	57	— 56	9·13·0	0	— 38
2·10·0	52	66	5·15·0	52	51			
2·12·0	32	— 29				10·0·0	101	116
2·14·0	45	43	600	161	152	10·2·0	17	— 17
2·16·0	11	11	620	42	— 42	10·4·0	13	7
2·18·0	35	37	640	18	37	10·6·0	12	38
2·20·0	10	8	660	40	56	10·8·0	70	— 64
			680	51	56	10·10·0	50	61
310	181	168	6·10·0	20	19			
330	112	— 97	6·12·0	0	— 9	11·1·0	76	76
350	97	— 89	6·14·0	11	22	11·3·0	20	— 23
370	87	77	6·16·0	10	40	11·5·0	44	— 67
390	49	— 48	6·18·0	39	53			

Die Frage einer eventuellen statistischen Verteilung der großen Kationen ist schon vorher an berechneten F-Werten ohne Berücksichtigung eines isotropen Temperaturfaktors entschieden worden. Die entsprechenden R-Werte sind in Tab. 5 enthalten.

Tab. 5. *R-Faktoren*

Ca, Na, K in A und M_4	Ohne isotropen Temperaturfaktor		Mit isotropem Temperaturfaktor
	Statistische Verteilung	Nichtstatistische Verteilung	Nichtstatistische Verteilung
Alle $F_{calc.}$ berücksichtigt	0·25	0·22	0·19
$F_{calc.}$ für nicht beobachtete Reflexe weggelassen	0·21	0·20	0·17

Daraus erscheint die nichtstatistische Verteilung wahrscheinlicher, wie auch bei Karinthin und barroisitischer Hornblende (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi,* 1957).

Die Tab. 6 weist die Atomkoordinaten aus, die für x und y aus der Fourierprojektion entnommen sind und als Berechnungsgrundlage für die $F_{calc.}$ dienten. Die Werte für z sind nicht experimentell bestimmt, sondern durch Raumüberlegungen vgl. *E. J. W. Whittaker* (1949) und *J. Zussman* (1955) gewonnen.

Tab. 6. *Atomkoordinaten der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel*

	x	y	z	Zähligkeit
O_1	$0·09_9$	$0·09_2$	0·12	8
O_2 (OH)	$0·11_5$	0·000	0·60	4
O_3	$0·11_8$	$0·17_6$	0·61	8
O_4	$0·36_2$	$0·25_0$	0·44	8
O_5	$0·34_8$	$0·13_8$	0·80	8
O_6	$0·34_2$	$0·11_8$	0·29	8
O_7	$0·34_0$	0·000	0·01	4
M_1	0·000	$0·08_9$	0·50	4
M_2	0·000	$0·17_8$	0·00	4
M_3	0·000	0·000	0·00	2
M_4	0·000	$0·27_9$	0·50	4
Si_1	$0·27_5$	$0·08_7$	0·07	8
Si_2	$0·29_2$	$0·17_0$	0·57	8
A	0·000	0·500	0·00	2

Atomdistanzen

Die Silizium-Sauerstoff-Abstände liegen zwischen 1·59 Å und 1·73 Å mit einem Mittel von 1·67 Å.

Die Distanzen M_1, M_2, M_3 zu Sauerstoff liegen zwischen 2·00 Å und 2·16 Å mit einem Mittel von 2·09 Å.

Die Entfernungen M_1 zu Sauerstoff schwanken von 2·38 Å bis 2·66 Å mit einem Mittel von 2·51 Å. Auch hier ist vgl. *E. J. W. Whittaker* (1949) und *J. Zussman* (1955) der Abstand zu O_5 und O_6 mit 2·56 Å und 2·66 Å größer als zu O_3 und O_4 mit 2·38 Å und 2·45 Å.

Bei den Entfernungen Sauerstoff-Sauerstoff fällt auch hier auf, daß die Distanz von O_4 zu O_6 mit 2·56 Å verhältnismäßig klein ist (vgl. *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi*, 1957). Alle übrigen Abstände Sauerstoff-Sauerstoff haben die zu erwartende Größe.

Die Koordination der Position A (0; $^1/_2$; 0)

In Übereinstimmung mit der chemischen Formel zeigt die Position A in der Fourierprojektion einen deutlichen Peak. Die Umgebung der Position A ist in Tab. 7 angeführt.

Tab. 7. *Umgebung der Position A (0; $^1/_2$; 0) der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel*

O_7'	$3{\cdot}4_2$ Å	2 x
O_6	$3{\cdot}0_5$ Å	4 x
O_5	$3{\cdot}1_4$ Å	4 x
O_7	$2{\cdot}7_8$ Å	2 x

Der Vergleich mit barroisitischer Hornblende und Karinthin zeigt, daß gleiche Verhältnisse vorliegen.

Damit kann die spezielle kristallchemische Formel der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel geschrieben werden:

$$\overset{1}{\sum} (OH_{1{\cdot}57}\ O_{0{\cdot}43})_{2{\cdot}00}\ (Na_{0{\cdot}46}\ K_{0{\cdot}35})_{0\ 81}^{[10]}\ (Ca_{1{\cdot}82}\ Na_{0{\cdot}18})_{2{\cdot}00}^{[8]}\ (Mg_{2{\cdot}88}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0{\cdot}66}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0{\cdot}57}\ Al_{0{\cdot}40}\ Ti_{0{\cdot}49})_{5{\cdot}00}^{[6]}\ [(Si_{5{\cdot}85}\ Al_{2{\cdot}15})_{8{\cdot}00}\ O_{22\ 00}].$$

Literatur

Heritsch, H., P. Paulitsch und *E.-M. Walitzi*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge), *6* (1957), 215. — *Jakob, J.*, Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien: Birkhäuser, Basel, 1952 — *Prodinger, W.*, Organische Fällungsmittel in der quantitativen Analyse. Dritte Auflage, Enke, Stuttgart, 1954. — *Schadler, J.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (Neue Folge), *32* (1914), 485. — *Warren, B. E.*, Zeitschrift f. Kristallogr., *72* (1929 a), 42. — *Warren, B. E.*, Zeitschrift f. Kristallogr., *72* (1929 b), 493. — *Whittaker, E. J. W.*, Acta Cryst., *2* (1949), 312. — *Zemann-Hedlik, A.*, und *J. Zemann*, Acta Cryst., *8* (1955), 781. — *Zussman J.*, Acta Cryst., *8* (1955), 301.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Strukturuntersuchung an zwei Kluftkarinthinen. Ein Beitrag zur Karinthinfrage

Von

Haymo Heritsch und **Erentraud Kahler**

Mit 6 Textabbildungen

(Eingegangen am 26. Mai 1959)

Inhalt: Es werden Kluftkarinthine von der Saualpe in Kärnten kristallographisch, optisch, chemisch und röntgenographisch untersucht.

Einleitung

Unter Karinthin wird derzeit zweierlei verstanden: Es wird unterschieden zwischen einer großkristallisierten, äußerlich schwarz bis grünschwarzen Hornblende in Klüften, oft kurz von den Autoren Kluftkarinthin genannt, und einer schwarzbraunen Gesteinshornblende in viel kleineren Korngrößen als Gemengteil des Eklogites. Vergleiche zur Entwicklung dieser Begriffe, etwa den Vorschlag von *F. Angel* (in *S. Koritnig*, 1940) und *H. Meixner* (1948).

Die Gesteinshornblende ist von *S. Koritnig* (1940) optisch und chemisch beschrieben worden, eine Strukturuntersuchung gaben *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957). Für den sogenannten Kluftkarinthin lagen bis jetzt nur alte Analysen und verstreut andere Angaben vor. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, neue Daten für den Kluftkarinthin zu sammeln und mit den älteren Angaben zu vergleichen.

Als Material standen drei Proben aus dem Landesmuseum für Kärnten zur Verfügung, und zwar ein Stück aus einer alten Sammlung (Inv.-Nr. 11.536, „Carinthin mit Eklogit. Saualpe. Bar. Dickmann"), im folgenden als Kluftkarinthin Saualpe bezeichnet; ein in letzter Zeit aufgesammeltes Stück mit dem Fundpunkt: „oberhalb des Weges zwischen Kupplerbrunn und Pricklerhalt", am Westabhang der Saualpe (vgl. Karte bei *H. Meixner* und *E. Clar*, 1953), Inv.-Nr. 15.714, im folgenden als Kluftkarinthin Kupplerbrunn bezeichnet; und eine weitere Probe mit großen Kristallen, Inv.-

Nr. 18.268, Fundpunkt Saualpe, Gertrusk?, im folgenden Kluftkarinthin Gertrusk? genannt. Dem Landesmuseum für Kärnten möchten wir auch an dieser Stelle für die Überlassung des Untersuchungsmaterials danken.

Kristallgestalt

Proben mit gut ausgebildeten Kristallen des Kluftkarinthins sind sehr selten. Die erste Messung und Beschreibung eines Kristalles findet sich bei *V. R. v. Zepharovich* (1858 bis 1873). Er verwendet Naumannsche Symbole und gibt nur den Spaltwinkel an. Es kann jedoch wegen der Größe des Kristalles angenommen werden, daß *Zepharovich* nur mit dem Anlegegoniometer gemessen hat. Ebenso ist nicht bekannt, für welche Aufstellung seine Symbole gelten, vgl. dazu *H. Strunz* (1957), wonach zwei schwer unterscheidbare Aufstellungen für monokline Amphibole im Gebrauch sind. Die Angaben von *V. R. v. Zepharovich* (1858 bis 1873) sind in der Literatur häufig wiederholt worden, z. B. bei *H. Höfer* (1870), *F. Seeland* (1876), *A. Brunlechner* (1884).

H. Meixner (1948) hat einen neugefundenen, 25 mm × 33 mm × × 28 mm großen Kristall vermessen; wegen der Qualität des Kristalles ebenfalls ohne Angabe von Winkelwerten. *H. Meixner* gibt zwar die Kristallformen mit Buchstaben und Millerschen Indizes an, doch bleibt noch immer unentschieden, auf welche Aufstellung sich diese beziehen lassen. Von *H. Meixner* wird die völlige Übereinstimmung seines Kristalles mit dem von *V. R. v. Zepharovich* vermessenen Individuum festgestellt.

An dem hier untersuchten Kristall (vgl. Abb. 1) waren auf Grund seiner Größe (27 mm × 22 mm × 16 mm) und der Qualität der Flächen nur Messungen mit dem Anlegegoniometer möglich. Es zeigten sich dieselben Flächen wie bei *H. Meixner* (1948); eine Entscheidung über die Aufstellung war aber so nicht zu treffen. Deshalb wurde die Winkelmessung durch eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf b (010) ergänzt. Dabei konnte bezüglich dieser Auslöschungsschiefe ein optisches Verhalten analog dem der gemeinen Hornblende vorausgesetzt werden. Von der untersuchten Stufe Kluftkarinthin Gertrusk? wurde ein Kristall mit vollständig entwickeltem Kopf herausgebrochen, kristallographisch vermessen und orientiert nach b (010) geschliffen. Abb. 2 zeigt die beobachteten Verhältnisse. Mithin liegt der Winkel der Auslöschungsschiefe $n_\alpha : Z = 18^0$ von der großen und deutlich entwickelten Fläche abgewendet. Daraus folgt nach Figur 5 bei *G. Tschermak* (1888) für die große Fläche p ($\bar{1}01$) in der Tschermakschen Indizierung und

weiterhin die Indizierung der beiden ersten Spalten der Tabelle 1. Ebenso folgt daraus, daß *H. Meixner* (1948) die Nordenskjöldsche Aufstellung (zitiert bei *C. Hintze*, 1897) benützt hat.

Tab. 1. *Indizierung der am Kluftkarinthin beobachteten Flächen*

Fundpunkt	Gertrusk?		Gertrusk		Gertrusk	
Autor	Vorliegende Arbeit		*H. Meixner* (1948)		*V. R. v. Zepharovich* (1858—1873)	
Aufstellung	*G. Tschermak* (1888)		*C. Hintze* (1897), *A. Nordenskjöld* (1855)			
	p	101	c	001	c	001
	—	—	—	—	a	100
	b	010	b	010	b	010
	* n(m)	110	m	110	m	110
	e	130	e	130	—	—
	s(z)	121	z	021	z	021
	r	011	r	111	r	111
	i	031	i	131	i	131

* Bei *G. Tschermak* l. c. mit n, sonst in der Literatur, auch in der Tschermakschen Aufstellung, meist mit m bezeichnet.

Optische Eigenschaften

Optische Bestimmungen an Kluftkarinthin liegen von *G. Tschermak* (1871 bis 1872), *S. Kreutz* (1910) und *H. Meixner* (1948) vor. Diese Angaben sind mit den Werten der vorliegenden Arbeit

Tab. 2. *Optische Eigenschaften*

	G. Tschermak (1871/72)	*S. Kreutz* (1910)	*H. Meixner* (1948)
n_α	gelbgrün	1·6305	hellgelb
n_β	gelbbraun	1·6430	dunkelbraungrau bis dunkelbraun
n_γ	grünlichbraun	1·6530	dunkelgrün bis graugrün
$n_\gamma - n_\alpha$	—	0·0225	—
$n_\gamma : Z$	17°	17·5°	17°—18°
$2\,V n_\alpha$	—	85°05′	78°—79°

in Tabelle 2 zusammengefaßt. Zum Vergleich sind auch die Daten des Gesteinskarinthins angeführt (*S. Koritnig*, 1940).

Die Auslöschungsschiefe $n_\gamma : Z$ liegt bei den Kluftkarinthinen zwischen 17^0 und 19^0 und ist etwas niedriger als beim Gesteinskarinthin. Der Achsenwinkel schwankt beträchtlich und unterschreitet auch den bei *F. Angel* (1957) zitierten kleinsten Wert.

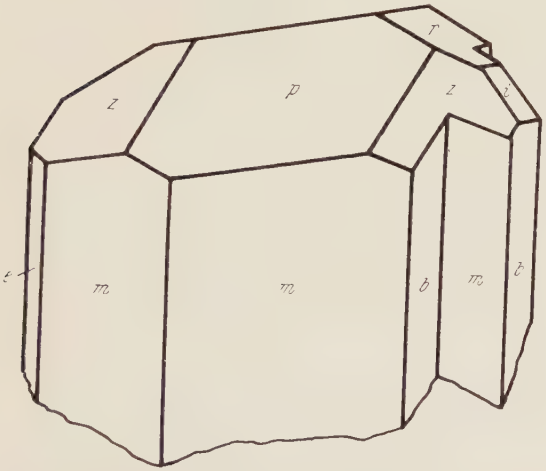


Abb. 1. Kluftkarinthinkristall von der Saualpe (Gertrusk?). Winkelpunkt: $\varphi = 63^0$, $\rho = 70^0$. Aufstellung nach Tschermak.

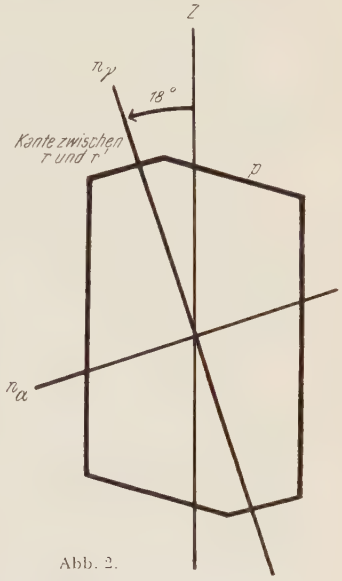


Abb. 2.

Abb. 2. Kluftkarinthin (Probe Gertrusk?) Auslöschungsschiefe $n\gamma : Z = 18^0$ auf b (010). Aufstellung nach Tschermak.

des Kluftkarinthins

Vorliegende Arbeit			*S. Koritnig* (1940)
Saualpe	Kupplerbrunn	Gertrusk?	Gesteinskarinthin
gelbgrün	hellgraugrün	gelbgrün	hellgraugelb
1·636	1·637	1·649	1·636
bräunlichgrün	bräunlichgraugrün	—	rötlich bis
1·651	1·646		nelkenbraun
			1·647
dunkelgrün	graugrün	dunkelgraugrün	braun bis grün-
1·657	1·652	1·668	braun
			1·659
0·021	0·015	—	0·023
$18^0 - 19^0$	$17^0 - 18^0$	18^0	$21^0 - 22^0$
64^0	74^0	—	85^0

Auch die Brechungsquotienten variieren beachtlich. Besonders auffallend sind die hohen Brechungsquotienten n_α und n_γ bei dem in guten Kristallen auftretenden Kluftkarinthin Gertrusk?. Die Farben des Pleochroismus sind schwierig anzugeben, doch stimmen die Angaben der Autoren darin überein, daß besonders für n_γ — meist neben bräunlich — ein grüner Farbeindruck besteht. Ein Vergleich mit dem Originalmaterial erweist für den Gesteinskarinthin ein Überwiegen des braunen Farbtones auch für n_γ.

F. Mohs und *F. X. M. Zippe* (1839) schreiben: „Hier (Saualpe) kommen auch die ausgezeichnetsten Varietäten des Carinthins, zugleich aber die unverkennbarsten Übergänge desselben in die gemeine Hornblende vor."

Auch *F. Angel* (1957) meint: „... daß der Karinthin variiert."

Aus den mitgeteilten Daten folgt eine enge Beziehung der als Kluftkarinthin bezeichneten Kristalle zur gemeinen grünen Hornblende, wobei der Gesteinskarinthin am weitesten abseits steht. Dies deckt sich mit der Auffassung von *F. Angel* (bei *S. Koritnig*, 1940).

Dichte

In Tab. 3 sind die aus der Literatur bekannten Dichteangaben des Kluftkarinthins mit den neuen Bestimmungen zusammengestellt; zum Vergleich ist die Dichte des Gesteinskarinthins angeführt.

Die Dichteangaben der jetzt untersuchten Proben Kluftkarithin Kupplerbrunn und Kluftkarithin Saualpe beruhen auf Messungen mit dem Pyknometer an ausgesuchtem Analysenmaterial.

Tab. 3. *Dichte des Kluftkarinthins* ($g \cdot cm^{-3}$)

C. F. Rammelsberg (1860)	3·102
V. R. von Zepharovich (1858—1873)	3·08—3·10
S. Kreutz (1910)	3·08
Vorliegende Arbeit, Saualpe	3·22
Vorliegende Arbeit, Kupplerbrunn	3·08
S. Koritnig (1940), Gesteinskarinthin	3·13

Chemische Analyse

Der Analysengang entspricht durchaus den üblichen Methoden (vgl. *J. Jakob*, 1952) mit Ausnahme der Kalibestimmung; diese erfolgte mit Kalignost Natriumtetraphenyloborat) (vgl. *W. Prodinger*, 1954). Wasser wurde nur als Glühverlust bestimmt.

Die in Tab. 4 ausgewiesenen Gewichtsprozente sind Mittelwerte aus mehreren, mindestens aber zwei Bestimmungen.

Tab. 4. *Chemische Analyse des Kluftkarinthins von Kupplerbrunn und Saualpe*

	Kupplerbrunn Analytiker *E. Kahler*		Saualpe Analytiker *E. Kahler*	
	Gew.%	Atompr.	Gew.%	Atompr.
SiO_2	45·96	7652	43·18	7190
Al_2O_3	14·84	2912	16·84	3304
TiO_2	0·62	78	0·93	116
Fe_2O_3	3·73	468	4·55	570
FeO	4·48	624	7·37	1026
MnO	0·04	6	0·04	6
MgO	14·63	3629	10·81	2681
CaO	9·51	1696	9·20	1641
Na_2O	3·25	1048	3·61	1164
K_2O	0·43	92	0·93	198
H_2O+	2·58	2864	3·44	3820
	100·07		100·90	

Die Berechnung der chemischen Formeln geschah unter der Annahme, daß die Summe der Koeffizienten der Kationen der Vierer- und Sechserkoordination 13 ist.

Es folgt somit für:

Kluftkarinthin Kupplerbrunn

$$\frac{1}{\infty}\,(OH)_{2\cdot00}\,(Ca_{1\cdot44}\,Na_{0\cdot89}\,K_{0\cdot08})_{2\cdot41}\,(Mg_{3\cdot06}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot53}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot40}\,Al_{0\cdot93}\,Ti_{0\cdot07}\,Mn_{0\cdot01})_{5\cdot00}\,[(Si_{6\cdot47}\,Al_{1\cdot53})_{8\cdot00}\,(O_{21\cdot79}\,OH_{0\cdot21})_{22\cdot00}]$$

Kluftkarinthin Saualpe

$$\frac{1}{\infty}\,(OH_{1\cdot78}\,O_{0\cdot22})_{2\cdot00}\,(Ca_{1\cdot44}\,Na_{1\cdot02}\,K_{0\cdot17})_{2\cdot63}\,(Mg_{2\cdot33}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot90}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot50}\,Al_{1\cdot16}\,Ti_{0\cdot10}\,Mn_{0\cdot01})_{5\cdot00}\,[(Si_{6\cdot29}\,Al_{1\cdot71})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}].$$

Aus den Zelldimensionen und der experimentell bestimmten Dichte ergeben sich Koeffizienten, die für den Kluftkarinthin Kupplerbrunn den hier angegebenen fast gleich sind; für den Kluftkarinthin Saualpe weichen die Koeffizienten stärker ab, was möglicherweise durch den nur als Glühverlust bestimmten Wert für Wasser bedingt ist.

Von den älteren Analysen ist die von *C. F. Rammelsberg* (1860) auf dieselbe Weise berechnet und im folgenden angeführt. Zum Vergleich wird auch die neu berechnete Formel des Gesteinskarinthins (*S. Koritnig*, 1940) angegeben.

Analyse *C. F. Rammelsberg* (1860)

$$\overset{1}{\sim} (F_{0\cdot09}\ OH_{1\cdot91})_{2\cdot00}\ (Ca_{1\cdot36}\ Na_{0\cdot56}\ K_{0\cdot10})_{2\cdot02}\ (Mg_{3\cdot33}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot50}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot17}\ Al_{1\cdot00})_{5\cdot00}\ [(Si_{6\cdot32}\ Al_{1\cdot68})_{8\cdot00}\ (O_{20\cdot87}\ OH_{1\cdot13})_{22\cdot00}]$$

Gesteinskarinthin, Analyse *S. Koritnig* (1940)

$$\overset{1}{\sim} (OH_{1\cdot76}\ O_{0\cdot24})_{2\cdot00}\ (Ca_{1\cdot75}\ Na_{0\cdot88}\ K_{0\cdot22})_{2\cdot85}\ (Mg_{3\cdot31}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot59}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot17}\ Al_{0\cdot76}\ Ti_{0\cdot17})_{5\cdot00}\ [(Si_{6\cdot37}\ Al_{1\cdot63})_{8\cdot00}\ O_{22\cdot00}].$$

Noch ältere Analysen von *Clausbruch, Laugier* und *J. Klaproth* (zitiert bei *J. F. L. Hausmann*, 1847, und *F. Mohs* und *F. X. M. Zippe*, 1839) sind unvollständig und werden hier nicht berücksichtigt.

Ein Versuch der Interpretation der vorliegenden chemischen Analysen führt zu folgendem Ergebnis:

Tab. 5. *Vergleich der kristallchemischen Formeln*

Autor	Fundpunkt	Vorkommen	OH	O	Ca	Na	K
			2·00		2·00—3·00		
A. Marchet (1925)	Kammegg	aus körnig-streifigem Amphibolit	1·45	0·55	2·07	0·47	0·23
A. Marchet (1925)	Spitz, Schloßberg	aus Fleckamphibolit	1·09	0·91	2·27	0·32	0·21
L. Hezner (1903)	Umhausen	aus Amphibolit	1·78	0·22	1·57	0·67	0·19
C. E. Tilley (1936, 1937)	Glenelg	aus Disthen-Granat-Amphibolit	2·00	—	1·70	0·48	0·15
P. Eskola (1921)	Kantalahti	aus Granat-Amphibolit	2·00	—	1·88	0·30	0·23
T. Du Rietz (1935)	Nieripeivi	aus Zoisit-Amphibolit	2·00	—	1·78	0·74	0·06
O. Kulling (1933)	Ristjåkko	aus Hornblendeporphyroblastschiefer	1·21	0·79	1·71	1·11	0·12
W. Kunitz (1930)	Barnaschka Kudnik	aus Amphibolit	2·00	—	1·81	0·52	0·14
H. Heritsch (1933)	Lieserschlucht	aus Klüften	2·00	—	1·83	0·18	0·27
Vorliegende Arbeit	Saualpe	aus Klüften im Eklogit	1·78	0·22	1·44	1·02	0·17
Vorliegende Arbeit	Kupplerbrunn	aus Klüften im Eklogit	2·00	—	1·44	0·89	0·08
S. Koritnig (1940)	Saualpe	aus Eklogit	1·76	0·24	1·75	0·88	0·22
C. F. Rammelsberg (1860)	Saualpe		1·91 F0·09	—	1·36	0·56	0·10

Alle Karinthinanalysen enthalten wenig Silizium und dafür reichlich Aluminium. Damit gehört, wie schon lange bekannt, der Karinthin zur Gruppe der Hornblenden. Wenn man nach chemischen Merkmalen sucht, die den Karinthin von der gemeinen Hornblende abtrennen, so muß man von vornherein erwarten, daß stetige Übergänge zur gemeinen Hornblende bestehen, vgl. *F. Mohs* und *F. X. M. Zippe* (1839). Dies ist auch aus den oben angeführten optischen Daten zu ersehen. Aus der Literatur ist deshalb eine Reihe von Analysen gemeiner grüner Hornblenden nach der Zusammenstellung von *A. F. Hallimond* (1943) in der oben erwähnten Weise berechnet worden. Die kristallchemischen Formeln sind in der Tab. 5 zusammengestellt. Die Tab. 5 enthält auch die Formeln des Gesteinskarinthins sowie die der Kluftkarinthine der vorliegenden Arbeit. Die aus der Analyse von *C. F. Rammelsberg* (1860) bestimmte Formel ist zum Vergleich angeführt, obwohl über das analysierte Materal nichts Näheres bekannt ist.

von gemeiner grüner Hornblende und Karinthin

Mg	Fe··	Fe···	Al	Ti	Mn	Si	Al	O	OH	nγ
5·00						8·00		22·00		
2·07	1·82	0·33	0·44	0·32	0·02	6·30	1·70	22·00	—	grüngrau
1·98	1·84	0·47	0·48	0·21	0·02	6·47	1·53	22·00	—	grüngrau
2·48	0·99	0·43	1·06	0·04	—	6·65	1·35	22·00	—	blaugrün
2·54	1·12	0·29	0·97	0·07	0·01	6·06	1·94	21·49	0·51	
1·89	2·14	0·20	0·61	0·14	0·02	6·40	1·60	21·78	0·22	(dunkelgrüne Hornblende)
2·71	1·26	0·20	0·75	0·06	0·02	6·43	1·57	21·86	0·14	grünblau
1·68	1·70	0·76	0·70	0·15	0·01	6·38	1·62	22·00	—	kräftig blaugrün
3·00	1·30	0·32	0·36	0·02	—	6·14	1·86	21·14	0·86	(gem. grüne Hornblende)
2·19	1·83	0·46	0·44	0·06	0·02	6·65	1·35	21·78	0·22	grasgrün bis blaugrün
2·33	0·90	0·50	1·16	0·10	0·01	6·29	1·71	22·00	—	dunkelgrün (Kluftkarinthin)
3·06	0·53	0·40	0·93	0·07	0·01	6·47	1·53	21·79	0·21	graugrün (Kluftkarinthin)
3·31	0·59	0·17	0·76	0·17	—	6·37	1·63	22·00	—	braun-grünbraun (Gesteinskarinth.)
3·33	0·50	0·17	1·00	—	—	6·32	1·68	20·87	1·13	

Aus der Tab. 5 scheint hervorzugehen, daß die Karinthine gegenüber gemeiner grüner Hornblende eisenarm und verhältnismäßig reich an Magnesium sind. Dies ist am deutlichsten beim Gesteinskarinthin (*S. Koritnig,* 1940) zu sehen, der auch im Pleochroismus am weitesten von der grünen Farbe gegen braun abweicht. Die Kluftkarinthine nehmen eine Mittelstellung ein, in der Reihenfolge: Gesteinskarinthin, Kluftkarinthin Kupplerbrunn, Kluftkarinthin Saualpe, gemeine grüne Hornblende. Das stimmt auch mit den Farben des Pleochroismus für n_y überein:

Gesteinskarinthin	braun bis grünbraun
Kluftkarinthin Kupplerbrunn	graugrün
Kluftkarinthin Saualpe	dunkelgrün
	(bei gleicher Schliffdicke).

Die hier untersuchte Probe gut kristallisierter Kluftkarinthine (Gertrusk?) zeigt auffallenderweise einen ausgesprochen grünen Pleochroismus in n_y und hohe Brechungsquotienten, vgl. Tab. 2. Das heißt Annäherung an die gemeine grüne Hornblende. Leider kann das Stück wegen der vielen Einschlüsse nicht analysiert werden.

Röntgenographische Untersuchung

Im folgenden werden die Kluftkarinthine Saualpe und Kupplerbrunn röntgenographisch untersucht. Sämtliche Röntgendaten sind aus Drehkristall- und Weißenbergaufnahmen wie bei *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959) gewonnen.

Die Gitterkonstanten

Die Tab. 6 bringt die Gitterkonstanten für beide Aufstellungen.

Tab. 6. *Gitterkonstanten der Kluftkarinthine*

	Kluftkarinthin Saualpe		Kluftkarinthin Kupplerbrunn	
	C 2/m	I 2/m	C 2/m	I 2/m
a_0 (Å)	9·88 ± 0·03	9·89 ± 0·03	9·87 ± 0·03	9·87 ± 0·03
b_0 (Å)	18·05 ± 0·07	18·05 ± 0·07	18·01 ± 0·03	18·01 ± 0·03
c_0 (Å)	5·30 ± 0·01	5·30 ± 0·01	5·333 ± 0·009	5·333 ± 0·009
β	105° 28′ ± 07′	105° 38′ ± 10′	105° 44′ ± 05′	105° 38′ ± 07′
V (Å³)	910·7		911·9	

Im folgenden ist nur die Aufstellung I 2/m benützt.

Strukturuntersuchung

Zur Bestimmung der Atomkoordinaten x und y genügt wegen der geringen Überlappungen eine Fourierprojektion längs [001], vgl. *E. J. W. Whittaker* (1949), *J. Zussman* (1955), *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957), und *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959).

Für die experimentell bestimmten Intensitäten (hkO) wurden dieselben Methoden (graphisch bestimmter Absorptionsfaktor usw.) wie bei *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957) angewendet.

Beim Refinement kam die Methode der Differenzsynthese (*A. D. Booth,* 1948) bei der Strukturuntersuchung des Kluftkarinthins Saualpe zur Anwendung. Die Schritte des Refinements waren im einzelnen folgende:

Aus der ersten Fouriersynthese mit den Vorzeichen des Gesteinskarinthins (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi,* 1957) sind

Abb. 3.

Abb. 4.

Abb. 3 und 4. Kluftkarinthin Saualpe. 1. und 2. Differenzsynthese F obs. – F calc., Projektion längs [001] Konturen im Abstand von 0,5 e . Å^{-2}. Null-Linie und negative Linien strichliert. Zuordnung der Atomlagen wie in Abb. 5 b.

die Atomkoordinaten x und y graphisch ermittelt worden, vgl. Tab. 7, Spalte 1. Die zu diesem Koordinatensatz gehörenden R-Faktoren sind ebenfalls in dieser Tabelle ausgewiesen. Damit ist auch hier die nichtstatistische Verteilung von Ca, Na, K über die Positionen M_4 und A die wahrscheinlichere und alle weiteren Berechnungen sind für diesen Fall durchgeführt. Anderseits sind die R-Faktoren noch hoch, so daß ein Refinement durch Differenzsynthesen gerechtfertigt erscheint. Abb. 3 zeigt die Differenzsynthese $F_{obs.}$—$F_{calc.}$ ($F_{calc.}$ berechnet mit den graphisch bestimmten Atomkoordinaten der Spalte 1, Tab. 7). Viele Atome liegen noch

Tab. 7. *Verbesserung der Atomkoordinaten x und y des Kluftkarinthins Saualpe*

		1 Graphisch bestimmt aus der ersten Fourierprojektion	2 Nach der ersten Differenzsynthese	3 Nach der zweiten Differenzsynthese
O_1	x	0·093	0·098	0·098
	y	0·093	0·093	0·093
O_2	x	0·117	0·115	0·114
	y	0·000	0·000	0·000
O_3	x	0·115	0·115	0·115
	y	0·179	0·177	0·177
O_4	x	0·366	0·366	0·366
	y	0·251	0·251	0·251
O_5	x	0·355	0·353	0·353
	y	0·137	0·138	0·139
O_6	x	0·338	0·337	0·337
	y	0·112	0·114	0·115
O_7	x	0·340	0·339	0·338
	y	0·000	0·000	0·000
M_1	x	0·000	0·000	0·000
	y	0·090	0·090	0·090
M_2	x	0·000	0·000	0·000
	y	0·177	0·177	0·177
M_3	x	0·000	0·000	0·000
	y	0·000	0·000	0·000
M_4	x	0·000	0·000	0·000
	y	0·281	0·281	0·281
Si_1	x	0·279	0·279	0·279
	y	0·087	0·087	0·087
Si_2	x	0·293	0·294	0·294
	y	0·172	0·172	0·172
A	x	0·000	0·000	0·000
	y	0·500	0·500	0·500
R-Faktoren M_4 und A statistisch besetzt	a	0·203		
	b	0·230		
R-Faktoren M_4 und A nichtstatistisch besetzt	a	0·194	0·183	0·174
	b	0·219	0·206	0·199

a: $F_{calc.}$ für nicht beobachtete Reflexe weggelassen.
b: Alle $F_{calc.}$ berücksichtigt.

auf Gradienten, daher erfolgt eine Verschiebung der Atome längs dieser. Der so entstandene Koordinatensatz ist in Spalte 2, Tab. 7 angegeben. Dadurch tritt eine Verbesserung der R-Faktoren von 0·194 auf 0·183 bzw. von 0·219 auf 0·206 ein. Der Schritt wird nochmals wiederholt mit $F_{obs.}$—$F_{calc.}$ ($F_{calc.}$ berechnet mit den

Tab. 8. *Kluftkarinthin Saualpe, beobachtete und berechnete F-Werte für (hkO)*

hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.
020	38	— 51	3·11·0	118	123	710	91	76
040	69	— 92	3·13·0	0	9	730	47	— 44
060	26	19	3·15·0	0	— 28	750	0	— 10
080	27	21	3·17·0	25	18	770	35	— 26
0·10·0	115	136	3·19·0	31	— 29	790	79	— 78
0·12·0	184	214	400	43	52	7·11·0	128	146
0·14·0	33	— 36	420	0	12	7·13·0	28	22
0·16·0	0	— 15	440	21	— 1	7·15·0	49	— 57
0·18·0	21	23	460	16	— 13	7·17·0	16	11
0·20·0	37	— 27	480	120	— 99	800	122	118
110	73	78	4·10·0	85	81	820	22	— 12
130	20	9	4·12·0	54	61	840	25	32
150	7	— 14	4·14·0	16	21	860	22	— 17
170	12	— 12	4·16·0	50	— 63	880	16	15
190	50	— 54	4·18·0	21	22	8·10·0	30	39
1·11·0	130	144	4·20·0	42	— 38	8·12·0	39	41
1·13·0	13	— 2	510	95	— 88	8·14·0	12	17
1·15·0	24	— 31	530	79	70	910	35	30
200	22	33	550	24	— 23	930	20	5
220	15	— 19	570	53	36	950	0	3
240	98	103	590	0	— 14	970	56	52
260	0	11	5·11·0	35	— 35	990	24	6
280	23	14	5·13·0	36	— 33	9·11·0	28	35
2·10·0	43	51	5·15·0	49	39	9·13·0	18	— 22
2·12·0	28	— 26	600	138	138	10·0·0	100	109
2·14·0	33	38	620	40	— 31	10·2·0	15	— 14
2·16·0	0	1	640	22	23	10·4·0	15	— 4
2·18·0	34	30	660	48	48	10·6·0	20	25
310	170	176	680	47	42	10·8·0	56	— 56
330	94	— 93	6·10·0	26	25	10·10·0	44	53
350	77	— 84	6·12·0	0	5	11·1·0	57	58
370	82	70	6·14·0	29	14	11·3·0	17	— 16
390	29	— 39	6·16·0	25	20	11·5·0	33	— 46
			6·18·0	33	41			

Atomkoordinaten der Spalte 2, Tab. 7). Das Ergebnis ist in Abb. 4 dargestellt. Durch neuerliche Verschiebung längs der Gradienten folgt der als endgültig betrachtete Koordinatensatz der Spalte 3, Tab. 7 mit neuerlich verbesserten R-Faktoren.

Tab. 9. *Kluftkarinthin Kupplerbrunn, beobachtete und berechnete F-Werte für (hkO)*

hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.
020	37	— 59	370	81	76	710	96	78
040	59	— 96	390	30	— 37	730	53	— 43
060	13	13	3·11·0	112	125	750	0	— 9
080	23	20	3·13·0	14	10	770	39	— 25
0·10·0	97	132	3·15·0	0	— 27	790	94	— 83
0·12·0	194	217	3·17·0	25	21	7·11·0	121	159
0·14·0	34	— 45	3·19·0	44	— 37	7·13·0	31	27
0·16·0	0	— 20	400	29	41	7·15·0	63	64
0·18·0	29	24	420	0	7	7·17·0	15	13
0·20·0	53	— 35	440	16	— 4	800	117	118
110	69	73	460	17	— 19	820	25	— 17
130	22	18	480	123	—106	840	27	34
150	7	— 10	4·10·0	83	79	860	26	— 22
170	8	— 8	4·12·0	55	57	880	15	16
190	47	— 52	4·14·0	16	22	8·10·0	32	39
1·11·0	130	146	4·16·0	68	— 73	8·12·0	42	40
1·13·0	13	— 1	4·18·0	22	22	8·14·0	12	20
1·15·0	20	— 29	4·20·0	57	— 46	8·16·0	12	— 4
1·17·0	15	17	510	108	— 92	910	36	31
1·19·0	20	— 24	530	91	78	930	20	10
200	23	18	550	25	— 21	950	0	5
220	25	— 26	570	54	42	970	61	61
240	95	101	590	0	— 12	990	20	9
260	0	5	5·11·0	41	— 40	9·11·0	32	37
280	19	12	5·13·0	51	— 36	9·13·0	20	— 27
2·10·0	33	45	5·15·0	57	48	10·0·0	109	116
2·12·0	40	— 37	600	137	134	10·2·0	16	— 19
2·14·0	36	40	620	44	— 40	10·4·0	0	— 5
2·16·0	18	— 2	640	21	22	10·6·0	18	26
2·18·0	35	31	660	46	46	10·8·0	65	— 66
2·20·0	17	15	680	55	44	10·10·0	47	57
310	170	178	6·10·0	19	21	11·1·0	68	66
330	98	— 88	6·12·0	14	— 4	11·3·0	17	— 16
350	80	— 83	6·14·0	14	15	11·5·0	47	— 54
			6·16·0	21	20			

Auf die neuerliche Anwendung einer Differenzsynthese wurde verzichtet, weil anzunehmen ist (vgl. Abb. 3 und 4), daß die Positionen $M_{1,2,3}$ doch nichtstatistisch besetzt sind. Angesichts der vielen Ionensorten, die in diesen Positionen Platz finden, scheint eine Aufteilung schwer durchführbar.

In Tab. 8 sind die beobachteten und berechneten F-Werte für Kluftkarinthin Saualpe gegenübergestellt. Dabei ist bei den berechneten F-Werten ein isotroper Temperaturfaktor $B = 0{\cdot}976\ Å^2$ berücksichtigt, ebenso sind die F_{obs} neu geeicht.

Mit den Werten aus Tab. 8 verringert sich der R-Faktor von 0·174 auf 0·155 (F_{calc} für nicht beobachtete Reflexe weggelassen) bzw. von 0·199 auf 0·179 (alle $F_{calc.}$ berücksichtigt).

Versuchsweise wurden die als endgültig betrachteten Atomkoordinaten x und y nach der zweiten Differenzsynthese des Kluftkarinthins Saualpe auch für den Kluftkarinthin Kupplerbrunn übernommen, mit dem Ergebnis, daß die R-Faktoren für nichtstatistische Besetzung von M_1 und A folgende Werte annehmen:

$R = 0{\cdot}169$ ($F_{calc.}$ für nicht beobachtete Reflexe weggelassen)

$R = 0{\cdot}189$ (alle $F_{calc.}$ berücksichtigt).

Bei Anwendung des isotropen Temperaturfaktors mit einem $B = 0{\cdot}507\ Å^2$ verringern sich diese Werte auf:

$R = 0{\cdot}163$ (F_{calc} für nicht beobachtete Reflexe weggelassen)

$R = 0{\cdot}183$ (alle $F_{calc.}$ berücksichtigt).

Die beobachteten und berechneten F-Werte für Kluftkarinthin Kupplerbrunn enthält Tab. 9.

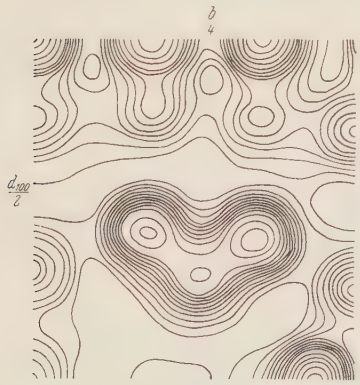


Abb. 5 a.

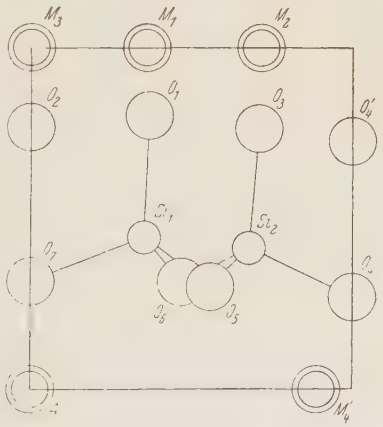


Abb. 5 b.

Abb. 5 a. Kluftkarinthin Saualpe. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs [001] auf die Ebene normal [001]. Die Konturen haben einen Unterschied von 1 e . Å^{-2} bis 10 e . Å^{-2}. Ab 10 e . Å^{-2} haben die Konturen einen Unterschied von 2 e . Å^{-2}.

Abb. 5 b. Zuordnung der Atomlagen zu nebenstehender Fourierprojektion.

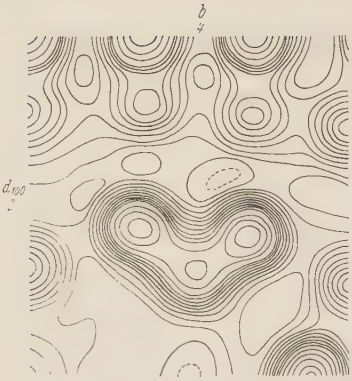


Abb. 6. Kluftkarinthin Kupplerbrunn. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs [001] auf die Ebene normal [001]. Die Konturen haben einen Unterschied von 1 e . Å^{-2} bis 10 e . Å^{-2}. Ab 10 e . Å^{-2} haben die Konturen einen Unterschied von 2 e . Å^{-2}. Die strichlierte Linie ist die Null-Linie.

Abb. 5 a und Abb. 6 stellen die Projektionen der Elektronendichte, berechnet aus den $F_{obs.}$, längs [001] auf eine Ebene senkrecht [001] für die Kluftkarinthine Saualpe und Kupplerbrunn dar. Abb. 5 b zeigt die Zuordnung der Peaks zu den Atomlagen.

Die z-Koordinaten sind wie bei *E. J. W. Whittaker* (1949) aus Raumüberlegungen ermittelt.

Die endgültigen Atomkoordinaten, die für die Kluftkarinthine Saualpe und Kupplerbrunn gleich sind, werden in Tab. 10 zusammengefaßt.

Tab. 10. *Atomkordinaten der Kluftkarinthine Saualpe und Kupplerbrunn*

	x	y	z	Zähligkeit und Punktlage
O_1	0·098	0·093	0·11	8 j
O_2 (OH)	0·114	0·000	0·60	4 i
O_3	0·115	0·177	0·60	8 j
O_4	0·366	0·251	0·43	8 j
O_5	0·353	0·139	0·79	8 j
O_6	0·337	0·115	0·31	8 j
O_7	0·338	0·000	0·00	4 i
M_1	0·000	0·090	0·50	4 h
M_2	0·000	0·177	0·00	4 g
M_3	0·000	0·000	0·00	2 a
M_4	0·000	0·281	0·50	4 h
Si_1	0·279	0·087	0·06	8 j
Si_2	0·294	0·172	0·56	8 j
A	0·000	0·500	0·00	2 b

Atomdistanzen

Die Werte x, y, z der Tab. 10 geben mit den Gitterkonstanten der Tab. 6 die Kationen — Anionen — Abstände der Tab. 11.

Die Abstände M_4 — O_5 und M_4 — O_6 sind größer als die Abstände M_4 — O_3 und M_4 — O_4 wie auch bei Krokydolith (*E. J. W. Whittaker*, 1949), Aktinolith (*J. Zussman*, 1955), barroisitischer

Hornblende und Gesteinskarinthin (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi*, 1957) und einer basaltischen Hornblende (*H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959).

Tab. 11. *Kationen-Anionen — Abstände in Å*

	Kluftkarinthin Saualpe			Kluftkarinthin Kupplerbrunn		
	von	bis	Mittel	von	bis	Mittel
Si — O	1·61	1·74	1·68	1·61	1·74	1·68
$M_{1,2,3}$ — O	1·96	2·12	2·07	1·96	2·13	2·07
M_4 — O	2·34	2·72	2·49	2·33	2·72	2·49
$M_4 — O_3$			2·34			2·33
$M_4 — O_4$			2·38			2·39
M_4 O_5			2·52			2·51
$M_4 — O_6$			2·72			2·72
$A — O_7'$			3·45			3·46
$A — O_6$			2·98			2·97
$A — O_5$			3·10			3·10
$A — O_7$			2·71			2·71

Die Sauerstoff-Sauerstoff-Abstände betragen für $O_4 — O_6 = 2{\cdot}57$ Å, für $O_3 — O_6 = 2{\cdot}58$ Å; alle anderen Abstände sind größer.

Die Koordination der Position A zeigt dieselben Verhältnisse wie beim Gesteinskarinthin (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi*, 1957).

Zusammenfassung

In der Literatur unterscheidet man zwischen Gesteinskarinthin und Kluftkarinthin. Während der Gesteinskarinthin schon eingehend untersucht worden ist (*S. Koritnig*, 1940, *H. Heritsch, P. Paulitsch*, und *E.-M. Walitzi*, 1957), war es das Ziel der vorliegenden Arbeit, dasselbe am Kluftkarinthin durchzuführen.

Nach den jetzt vorliegenden Daten liegt der Gesteinskarintin innerhalb des Bereiches der Hornblende sowohl optisch wie auch chemisch (durch Eisenarmut und Magnesiumreichtum) am weitesten von der gemeinen grünen Hornblende ab. Die beiden untersuchten Kluftkarinthine bilden in denselben Eigenschaften Übergänge zur gemeinen grünen Hornblende.

Unter Berücksichtigung der röntgenographischen Untersuchung lauten die speziellen kristallchemischen Formeln für

Kluftkarinthin Saualpe

$$\overset{1}{\sim}(OH_{1\cdot78}\,O_{0\cdot22})_{2\cdot00}\,(Na_{0\cdot46}\,K_{0\cdot17})^{[10]}_{0\cdot63}\,(Ca_{1\cdot44}\,Na_{0\cdot56})^{[8]}_{2\cdot00}\,(Mg_{2\cdot33}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot90}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot50}\,Al_{1\cdot16}\,Ti_{0\cdot10}\,Mn_{0\cdot01})^{[6]}_{5\cdot00}\,[(Si_{6\cdot29}\,Al_{1\cdot71})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}]$$

Kluftkarinthin Kupplerbrunn

$$\overset{1}{\sim}(OH)_{2\cdot00}\,(Na_{0\cdot33}\,K_{0\cdot08})^{[10]}_{0\cdot41}\,(Ca_{1\cdot44}\,Na_{0\cdot56})^{[8]}_{2\cdot00}\,(Mg_{3\cdot06}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot53}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot40}\,Al_{0\cdot93}\,Ti_{0\cdot07}\,Mn_{0\cdot01})^{[6]}_{5\cdot00}\,[(Si_{6\cdot47}\,Al_{1\cdot53})_{8\cdot00}\,(O_{21\cdot79}\,OH_{0\cdot21})_{22\cdot00}].$$

Literatur

Angel, F., Jb. f. Min. Abh. *91* (1957), 151. — *Booth, A. D.*, Fourier Technique in X-Ray Organic Structure Analysis. Cambridge: University Press (1948). — *Brunlechner, A.*, Die Minerale des Herzogthums Kärnten. Klagenfurt: Kleinmayr, 2 (1884). — *Du Rietz, T.*, Geol. För. Förh., Stockholm, *57* (1935), 133. — *Eskola, P.*, Referat: Neues Jb. f. Min. etc. Band I, 1924; 325 (1921). — *Hallimond, A. F.*, The American Mineralogist *28* (1943), 65. — *Hausmann, J. F. L.*, Handbuch der Mineralogie. 2. Teil, 1. Band, Göttingen: Vandenhoeck & Ruprecht (1847), 517. — *Heritsch, H.*, Zeitschrift f. Krist. *86* (1933), 253. — *Heritsch, H., P. Paulitsch,* und *E.-M. Walitzi,* Tscherm. min. petr. Mitt. (Dritte Folge) *6* (1957), 215. — *Heritsch, H., G. Bertoldi,* und *E.-M. Walitzi,* Tscherm. min. petr. Mitt. *7* (1959), 210. — *Hezner, L.*, Tscherm. min. petr. Mitt. (Neue Folge) *22* (1903), 505. — *Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie. 2. Band. Silikate und Titanate. Leipzig: Veit & Comp. (1897), 1186. — *Höfer, H.*, Die Mineralien Kärntens (Sonderabdruck aus dem Jb. des nat.-hist. Landesmuseums von Kärnten. X.). Klagenfurt: Kleinmayr (1870), 6. — *Jakob, J.*, Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel: Birkhäuser (1952). — *Koritnig, S.*, Zentralbl. f. Min. etc., Abt. A, (1940), 31. — *Kreutz, S.*, Neues Jb. f. Min. etc. Band I (1910), 29. — *Kulling, O.*, Geol. För. Förh., Stockholm, *55* (1933), 167. — *Kunitz, W.*, Neues Jb. f. Min. etc. Abt. A. Beil. Band *60* (1930), 171. — *Marchet, A.*, Tscherm. min. petr. Mitt. (Neue Folge) *38* (1925), 494. — *Meixner, H.*, Der Karinthin. Folge 2 (1948), 7. — *Meixner, H.*, und *E. Clar,* Carinthia II, 63. Jahrgang, 1. Heft (1953), 132. — *Mohs, F.*, und *F. X. M. Zippe,* Leichtfaßliche Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreiches. 2. Teil, 2. Aufl. Wien: Gerold (1839), 314, 316. — *Prodinger, W.*, Organische Fällungsmittel in der quantitativen Analyse. 3. Aufl. Stuttgart: Enke (1954). — *Rammelsberg, C. F.*, Handbuch der Mineralchemie. Leipzig: Engelmann (1860), 491. 493. — *Seeland, F.*, Jb. d. k. u. k. Geol. Reichsanstalt, Band *26* (1876), 95. — *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. 3. Aufl. Leipzig: Akad. Verlagsgesellschaft (1957), 292. — *Tilley, C. E.*, Referat: Neues Jb. f. Min. etc. Band II/2, 1938; 859, (1936, 1937). — *Tschermak, G.*, Tschermaks Min. Mitth. (1871/72), 17. — *Tschermak, G.*, Lehrbuch der Mineralogie. 3. Aufl. Wien: Hölder (1888), 454 bis 457. — *Whittaker, E. J. W.*, Acta Cryst. *2* (1949), 312. — *Zepharovich, V. R., von*, Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Österreich. II. Band. Wien: Braumüller (1858—1873), 9. — *Zussman, J.*, Acta Cryst. *8* (1955), 301.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende von Černošin, ČSR

Von

Haymo Heritsch und **Ludwig Riechert**

Mit einer Textabbildung

(Eingegangen am 26. Mai 1959)

Inhalt: Die basaltische Hornblende von Černošin, ČSR, wird optisch, chemisch und röntgenographisch untersucht.

Die Besetzung einzelner Positionen mehrerer Hornblenden wird durch Auszählen der Elektronen aus den Fourierprojektionen kontrolliert.

Einleitung

Der Zweck der vorliegenden Untersuchung ist es, einmal ein weiteres Beispiel für eine überbesetzte Hornblende (Formelkoeffizient der großen Kationen, Ca, Na, K, größer als 2) zu bearbeiten; zum anderen soll die in der Fourierprojektion gefundene Überbesetzung der Position A (0; $^1/_2$; 0) zahlenmäßig mit dem aus der chemischen Analyse folgenden Wert verglichen werden. Es werden damit die Untersuchungen von *H. Heritsch* (1955), *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957), *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959) und *H. Heritsch* und *E. Kahler* (1959) fortgesetzt, die ihrerseits auf den Arbeiten von *B. E. Warren* (1929 a, b) aufbauen; ähnliche Probleme behandeln *E. J. W. Whittaker* (1949) und *J. Zussman* (1955).

Das Material

Es handelt sich bei dem hier untersuchten Material um einen der bekannten, losen schwarzen Einzelkristalle von einigen Zentimetern Größe, wie sie in den Sammlungen mit der Fundpunktangabe „Černošin, ČSR" häufig vertreten sind. Die Einzelheiten der Paragenese sind für das verwendete Stück, das aus der Sammlung des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz stammt, nicht ausgewiesen. Sämtliche Untersuchungen sind an

Substanz von diesem Einzelkristall ausgeführt worden. Er gibt bei der mechanischen Zerkleinerung ausgezeichnete Spaltstücke nach $\{110\}$ von dunkelbrauner Farbe mit glasglänzenden Spaltflächen. Für die Röntgenuntersuchung geeignete Stücke sind darunter leicht zu finden. Die für die chemische Analyse bestimmte Substanz ist aus diesem Material durch sorgfältiges Auslesen auf Fremdbeimengungen unter dem Binokular gewonnen worden.

Optische Konstanten und Dichte

Tab. 1. *Optische Konstanten und Dichte der basaltischen Hornblende von Černošin*

	Vorliegende Arbeit		Zitiert nach
n_α	1·675	farblos hellgrau	honiggelb, *E. S. Dana* (1909)
n_β	1·703	gelblich braun	1·71 braunrot, *E. S. Dana* (1909)
n_γ	1·724	dunkel rotbraun bis gelbbraun	schwarzbraun, *E. S. Dana* (1909)
$n_\gamma - n_\alpha$			
beob.	0·051		—
ber.	0·049		—
$n_\gamma : Z$	$1^0 - 3^0$		$1^0\,40'$, *E. S. Dana* (1909)
2 V um n_α			
beob.	$78^0\,40'$		$79^0\,24'$, *E. S. Dana* (1909)
ber.	$83^0\,00'$		—
Dichte			
beob. (Pyknometer)	3·24 g · cm^{-3}		3·225 g · cm^{-3}, *C. Hintze* (1897)
ber.	3·19 g · cm^{-3}		

Die Bestimmung der Brechungsquotienten, der Doppelbrechung und der Auslöschungsschiefe ist an orientierten Schliffen durchgeführt, der Achsenwinkel mit dem U-Tisch gemessen worden.

Chemische Analyse

Bei der chemischen Analyse ist nur zu bemerken, daß das Wasser als Glühverlust bestimmt ist und daß für die Alkalitrennung die Methode mit Kalignost, ausgeführt nach *W. Prodinger* (1954), zur Anwendung kam.

Es besteht in diesem Zusammenhang keine Veranlassung auf die Übereinstimmung mit der älteren Analyse von *C. F. Rammelsberg* weiter einzugehen.

Tab. 2. *Chemische Analyse der basaltischen Hornblende von Černošin*

	Analytiker *L. Riechert*		Analytiker *C. F. Rammelsberg* zitiert nach *C. Hintze* (1897)	
	Gew.%	Atompr.	Gew.%	Atompr.
SiO_2	39·24	6534	40·95	6818
Al_2O_3	14·14	2774	14·31	2808
TiO_2	4·28	536	0·80	100
Fe_2O_3	10·24	1282	5·81	728
FeO	0·26	36	7·18	999
MnO	0·08	11	—	—
MgO	13·68	3393	14·06	3487
CaO	12·55	2238	12·55	2238
Na_2O	1·88	606	1·64	530
K_2O	1·68	356	1·54	328
H_2O+	2·41	2676	0·26	288
	100·44		99·10	

Aus der neuen Analyse folgt die chemische Formel:

$$\overset{1}{\sum} (OH_{0·90}\ O_{1·10})_{2·00}\ (Ca_{2·00}\ Na_{0·54}\ K_{0·32})_{2·86}\ (Mg_{3·03}\ Fe''_{0·03}\ Fe'''_{1·14}\ Mn_{0·01}\ Al_{0·31}\ Ti_{0·48})_{5·00}\ [(Si_{5·83}\ Al_{2·17})_{8·00}\ O_{22·00}],$$

wenn man voraussetzt, daß die Formelkoeffizienten der Kationen der Vierer- und Sechserkoordination 13 zur Summe haben.

Die Formelberechnung, die von den Zelldimensionen und der Dichte ausgeht, zeigt, daß offenbar der aus dem Glühverlust bestimmte Wert für Wasser zu groß ist.

Gitterkonstanten

Tab. 3. *Gitterkonstanten der basaltischen Hornblenden von Černošin und vom Kuruzzenkogel*

	C 2/m		I 2/m	
	Černošin Vorliegende Arbeit	Kuruzzenkogel *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959)	Černošin Vorliegende Arbeit	Kuruzzenkogel *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959)
a_0 (Å)	9·98 ± 0·02	9·98 ± 0·07	9·93 ± 0·02	9·97 ± 0·07
b_0 (Å)	17·98 ± 0·02	18·22 ± 0·2	17·98 ± 0·02	18·22 ± 0·2
c_0 (Å)	5·33 ± 0·03	5·365 ± 0·025	5·33 ± 0·03	5·365 ± 0·025
β	106° 05′ ± 10′	105° 42′ ± 10′	104° 59′ ± 10′	105° 30′ ± 10′
V (Å³)	919·0	939·2	919·0	939·2

Zur Gitterkonstantenbestimmung dienten Spaltstücke nach $\{110\}$ mit einem gemessenen Spaltwinkel von $124^0\,32' \pm 05'$. Die Aufnahmebedingungen entsprachen genau denjenigen von *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959).

Strukturbestimmung

Für die Röntgenaufnahmen der Strukturbestimmung wurden zwei regelmäßige Spaltprismen nach $\{110\}$ mit den Dimensionen 0·470 mm × 0·247 mm bzw. 0·179 mm × 0·094 mm benutzt. Wegen der Verwendung von Röntgenaufnahmen mit Cu- und Fe-Strahlung wird auf *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959) hingewiesen. Zur Korrektur der Absorptionseffekte konnten für den kleinen Kristall die graphisch bestimmten Absorptionsfaktoren nach geeigneter Umrechnung aus *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957) übernommen werden. Der größere Kristall hat sich als reichlich groß erwiesen. Insbesondere erscheinen wegen der starken Absorption die Reflexe mit kleinem ϑ bereits aufgespalten. Außerdem schwanken bei dieser Kristallgröße und dem zu verwendenden linearen Absorptionskoeffizienten die Absorptionsfaktoren von Reflex zu Reflex sehr stark und damit auch die relativen Fehler. Die Absorptionsfaktoren für einige Reflexe sind zur Kontrolle auch nach dem von *R. G. Howells* (1950) angegebenen halbgraphischen Verfahren bestimmt worden. Die so erhaltenen Werte stimmen mit den graphisch gewonnenen für den kleineren Kristall ausreichend gut überein, beim großen Kristall sind die Abweichungen, wie zu erwarten, unzulässig groß.

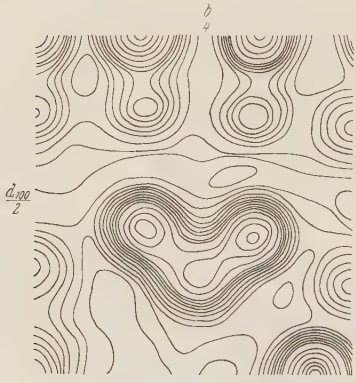


Abb. 1 a.

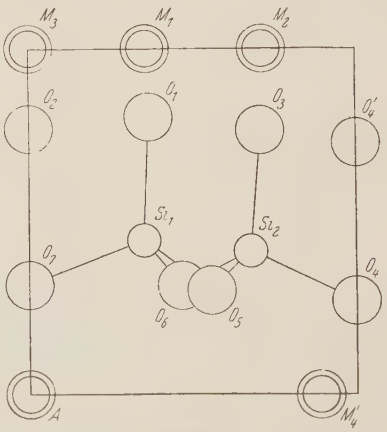


Abb. 1 b.

Abb. 1 a. Basaltische Hornblende von Černošin. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs Z auf die Ebene normal Z. Die Konturen haben einen Unterschied von 1 e . Å^{-2} bis 10 e . Å^{-2}. Ab 10 e . Å^{-2} haben die Konturen einen Unterschied von 2 e . Å^{-2}.
Abb. 1 b. Zuordnung der Atomlagen zu nebenstehender Fourierprojektion.

Tab. 4. *Basaltische Hornblende von Černošin, beobachtete und berechnete Werte für hkO*

hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.	hkO	F obs.	F calc.
020	37	40	370	67	63	710	97	71
040	76	— 75	390	54	— 58	730	51	— 45
060	22	22	3·11·0	111	112	750	11	— 21
080	15	14	3·13·0	13	13	770	49	— 35
0·10·0	91	107	3·15·0	12	— 7	790	117	—101
0·12·0	191	222	3·17·0	20	18	7·11·0	160	142
0·14·0	0	— 1	3·19·0	41	— 47	7·13·0	39	28
0·16·0	0	— 5	400	36	46	7·15·0	45	— 52
0·18·0	28	25	420	0	5	7·17·0	12	2
0 20·0	60	— 54	440	33	17			
0 22·0	85	79	460	22	— 6	800	129	119
			480	128	—104	820	23	— 11
110	71	69	4·10·0	75	69	840	29	45
130	32	18	4·12·0	56	57	860	26	— 11
150	28	— 19	4·14·0	25	37	880	12	17
170	30	— 17	4·16·0	49	— 49	8·10·0	21	29
190	96	— 92	4·18·0	23	25	8·12·0	35	42
1·11·0	128	134	4·20·0	65	— 48	8·14·0	18	30
1·13·0	18	13						
1·15·0	0	— 11	510	94	— 94	910	39	30
1·17·0	10	6	530	90	74	930	23	5
1·19·0	19	— 31	550	30	— 21	950	0	— 6
1·21·0	12	14	570	51	34	970	61	49
			590	0	— 26	990	18	— 11
200	35	49	5·11·0	43	— 37	9·11·0	37	30
220	5	— 8	5·13·0	55	10	9·13·0	0	— 11
240	106	128	5·15·0	66	51			
260	0	10	5·17·0	0	1	10·0·0	115	117
280	22	9				10·2·0	11	— 9
2·10·0	36	39	600·	155	157	10·4·0	9	3
2·12·0	24	— 16	620	41	— 27	10·6·0	0	13
2·14·0	51	63	640	19	21	10·8·0	79	— 62
2·16·0	15	11	660	24	38	10·10·0	42	46
2·18·0	34	34	680	11	34	10·12·0	84	79
2·20·0	0	— 6	6·10·0	10	22			
			6·12·0	0	10	11·1·0	70	51
310	156	171	6·14·0	23	31	11·3·0	10	— 7
330	104	— 89	6·16·0	15	22	11·5·0	35	— 39
350	89	— 87	6·18·0	37	37	11·7·0	11	— 1

Nach Division durch den Lorentz-Polarisationsfaktor ist ein endgültiger Satz geschätzter F^2-Werte für hkO in willkürlichem Maßstab erhalten worden. Hinsichtlich der weiteren Ausarbeitung wird

auf *H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi* (1959) und *H. Heritsch* und *E. Kahler* (1959) verwiesen. Auch hier hat sich die Differenzsynthese nach *A. D. Booth* (1948) als nützliches Hilfs-

Tab. 5. *R-Faktoren*

Ca, Na, K in A und M_4	Ohne isotropen Temperaturfaktor		Mit isotropem Temperaturfaktor
	Statistische Verteilung	Nichtstatistische Verteilung	Nichtstatistische Verteilung
Alle F calc. berücksichtigt	0·24	0·21	0·20
F calc. für nicht beob. Reflexe weggelassen	0·21	0·19	0·17

Tab. 6. *Atomkoordinaten bezogen auf die innenzentrierte Zelle*

	x		y		z		Zähligkeit
	Basaltische Hornblende Černošin	Basaltische Hornblende Kuruzzenkogel	Basaltische Hornblende Černošin	Basaltische Hornblende Kuruzzenkogel	Basaltische Hornblende Černošin	Basaltische Hornblende Kuruzzenkogel	
O_1	$0·10_4$	$0·09_9$	$0·08_9$	$0·09_2$	$0·12_0$	0·12	8
O_2(OH)	$0·11_0$	$0·11_5$	0·000	0·000	$0·60_0$	0·60	4
O_3	$0·11_7$	$0·11_8$	$0·17_3$	$0·17_6$	$0·62_0$	0·61	8
O_4	$0·36_8$	$0·36_2$	$0·25_0$	$0·25_0$	$0·47_0$	0·44	8
O_5	$0·34_9$	$0·34_8$	$0·13_8$	$0·13_8$	$0·80_0$	0·80	8
O_6	$0·34_2$	$0·34_2$	$0·11_7$	$0·11_8$	$0·29_5$	0·29	8
O_7	$0·34_5$	$0·34_0$	0·000	0·000	$0·01_0$	0·01	4
M_1	0·000	0·000	$0·08_2$	$0·08_9$	0·500	0·50	4
M_2	0·000	0·000	$0·17_6$	$0·17_8$	0·000	0·00	4
M_3	0·000	0·000	0·000	0·000	0·000	0·00	2
M_4	0·000	0·000	$0·28_0$	$0·27_9$	0·500	0·50	4
Si_1	$0·28_4$	$0·27_5$	$0·08_7$	$0·08_7$	$0·05_0$	0·07	8
Si_2	$0·29_4$	$0·29_2$	$0·17_2$	$0·17_0$	$0·55_5$	0·57	8
A	0·000	0·000	0·500	0·500	0·000	0·00	2

mittel für die Koordinatenverfeinerung verwenden lassen. Abb. 1 a bringt die endgültige Fourierprojektion der Elektronenzahldichte, Abb. 1 b zeigt die Zuordnung der Peaks zu den einzelnen Atomen. Tabelle 4 enthält den Vergleich der beobachteten und berechneten F-Werte.

Als Grundlage für die endgültigen berechneten F-Werte gilt die Annahme: Die großen Kationen sind über die Positionen A und M_4 nicht statistisch verteilt, sondern Calcium (Formelkoeffizient zufällig genau 2·00) besetzt M_4 und die Alkalien besetzen die A-Position. Ferner ist bei den berechneten F-Werten ein gemittelter isotroper Temperaturfaktor mit $B = 1{\cdot}06$ Å^2 berücksichtigt. Die Berechtigung für die Annahme einer nichtstatistischen Verteilung folgt aus Tab. 5. Die Aufteilung der R-Werte folgt dem Vorgehen von *A. Zemann-Hedlik* und *J. Zemann* (1955).

Tab. 6 enthält die Atomkoordinaten; für x und y sind es die aus Fourier- und Differenzsynthesen bestimmten Werte, die z-Koordinaten sind wie bei *E. J. W. Whittaker* (1949) durch Raumüberlegungen gewonnen worden. Zum Vergleich sind auch die Atomkoordinaten der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel (*H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi*, 1959) angeführt.

Atomdistanzen

Für die angebenen Atomkoordinaten und Gitterkonstanten gelten folgende Abstandsverhältnisse:

1. Silizium — Sauerstoff: 1·59 Å — 1·73 Å mit einem Mittel von 1·66 Å.

2. M_1, M_2, M_3 — Sauerstoff: 1·91 Å — 2·20 Å mit einem Mittel von 2·06 Å. Der Wert von 1·91 Å ist sehr klein, doch wurde auf ein weiteres Abgleichen der Distanzen verzichtet, weil die z-Koordinaten ohnehin nur rechnerisch festgelegt sind.

3. M_4 — Sauerstoff: 2·42 Å — 2·66 Å mit einem Mittel von 2·54 Å. Im einzelnen ist:

$M_4 - O_3$ 2·42 Å
$M_4 - O_4$ 2·56 Å
$M_4 - O_5$ 2·52 Å
$M_4 - O_6$ 2·66 Å.

$M_4 - O_5$ und $M_4 - O_6$ sind erwartungsgemäß groß, wie auch bei allen anderen untersuchten Hornblenden; ebenso ist $M_4 - O_3$ kleiner. Auffallend und abweichend ist aber $M_4 - O_4$ groß.

4. Die Abstände Sauerstoff — Sauerstoff liegen nirgends unter 2·60 Å.

Umgebung und Koordination der Position A (0; $^1/_2$; 0)

Tabelle 7 bringt die Distanzverhältnisse der A-Position im Vergleich mit der basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel.

Tab. 7. *Umgebung der Position A* (0; 1/2; 0)

	Basaltische Hornblende von Černošin	Basaltische Hornblende vom Kuruzzenkogel	
O_7'	3·4$_5$ Å	3·4$_2$ Å	2×
O_6	3·0$_0$ Å	3·0$_5$ Å	4×
O_5	3·1$_2$ Å	3·1$_4$ Å	4×
O_7	2·6$_7$ Å	2·7$_8$ Å	2×

Die Übereinstimmung ist befriedigend.

Die spezielle kristallchemische Formel der basaltischen Hornblende von Černošin lautet daher:

$$\overset{1}{\infty}\,(OH_{0\cdot90}\,O_{1\cdot10})_{2\cdot00}\,(Na_{0\cdot54}\,K_{0\cdot32})^{[10]}_{0\cdot86}\,Ca^{[8]}_{2\cdot00}\,(Mg_{3\cdot03}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot03}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1\cdot14}\,Mn_{0\cdot01}\,Al_{0\cdot31}\,Ti_{0\cdot48})^{[6]}_{5\cdot00}\,[(Si_{5\cdot83}\,Al_{2\cdot17})_{8\cdot00}\,O_{22\cdot00}].$$

Besetzung der Position A

Die Strukturuntersuchungen an basaltischen Hornblenden und Kluftkarinthinen sollten den Zusammenhang zwischen erwarteter und gefundener Besetzung der A-Position näher festlegen, da bei

Tab. 8. *Vergleich der aus der chemischen Analyse und aus der Fourierprojektion*

	Fourier-projektion		Chem. Analyse	Fourierprojektion	
	O_4	O_7	O	$M_1 + 2\,O_1$	$M_2 + 2\,O_3$
Barroisitische Hornblende (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi,* 1957)	8·9	7·2	10·0	35·0	32·5
Gesteinskarinthin (*H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi,* 1957)	8·6	8·1	10·0	33·6	30·2
Basaltische Hornblende vom Kuruzzenkogel (*H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi,* 1959)	9·0	8·7	10·0	35·2	34·0
Kluftkarinthin Kupplerbrunn (*H. Heritsch* und *E. Kahler,* 1959)	9·5	9·7	10·0	31·0	29·5
Kluftkarinthin Saualpe (*H. Heritsch* und *E. Kahler,* 1959)	9·6	9·6	10·0	32·3	30·6
Basaltische Hornblende von Černošin (vorliegende Arbeit)	8·9	7·7	10·0	36·6	31·0

barroisitischer Hornblende und Gesteinskarinthin die röntgenographisch bestimmte Besetzung nicht den aus der chemischen Analyse folgenden Wert erreichte.

Bei barroisitischer Hornblende und Gesteinskarinthin handelt es sich um Gesteinsgemengteile kleiner Korngröße. Notwendigerweise wird daher von der chemischen Analyse eine mittlere Zusammensetzung der Kriställchen geliefert. Es erscheint damit nicht gesichert, daß der für die Röntgenaufnahmen verwendete Kristall dieser Durchschnittszusammensetzung entspricht. Eine daraufhin neuerlich angestellte Überprüfung des Originalmaterials von barroisitischer Hornblende hat folgendes gezeigt: Kristalle mit hellem Kern und dunklerem Rand treten nicht nur gelegentlich auf, sondern sind die Regel. Es ist daher tatsächlich nicht anzunehmen, daß das röntgenographisch untersuchte Kristallindividuum der ausgewiesenen Durchschnittszusammensetzung genügend nahekommt, vgl. Abb. 1 und 3 von *H. Heritsch, P. Paulitsch* und *E.-M. Walitzi* (1957).

Eine entsprechende Überprüfung am Gesteinskarinthin zeigte keine optische Inhomogenität. Trotzdem könnten auch für den Gesteinskarinthin dieselben Überlegungen zutreffen.

Deshalb sind die Untersuchungen an basaltischen Hornblenden (*H. Heritsch, G. Bertoldi* und *E.-M. Walitzi,* 1959, und die vor-

gewonnenen Elektronenzahlen für einige Positionen der untersuchten Hornblenden

Fourierprojektion		Chem. Analyse	Fourier-projektion	Chem. Analyse	Fourier-projektion	Chem. Analyse
$M_3 + 2\,O_2$	M + 2 O Mittel	M + 2 O	M_4	M_4	A	A
35·8	34·4	34·5	18·5	16·4	5·7	7·2
36·7	33·5	32·7	18·6	17·0	6·8	10·3
33·0	34·0	34·7	18·8	17·3	13·2	10·9
38·8	33·1	33·1	16·8	15·8	8·4	4·7
40·0	34·3	34·7	16·8	15·8	9·5	7·7
34·6	34·0	34·5	18·6	18·0	13·2	11·2

liegende Arbeit) und Kluftkarinthinen (*H. Heritsch* und *E. Kahler*, 1959) sämtlich an Material ausgeführt worden, das jeweils von einem Einzelkristall stammte. Das Material ist außerdem auf optische Homogenität sorgfältig überprüft worden.

Der Anregung von *H. Lipson* und *W. Cochran* (1953) folgend, ist nun für alle untersuchten Hornblenden die Besetzung der A-Position durch Auszählen der Elektronen bestimmt worden. Zur Kontrolle sind auch die Elektronenzahlen anderer Positionen ermittelt worden, und zwar für die wegen ihrer geringen Überdeckung in der Projektion nach [001] ebenfalls leicht abgrenzbaren Positionen M_4, O_4 und O_7. Für die Positionen M_1 und O_1, M_2 und O_3 sowie M_3 und O_2 wurde die Gesamtelektronenzahl für ein Kation und zwei angrenzende Sauerstoffe bestimmt, da wegen der starken Überlappung und verschiedenen Peakhöhe von Metall- und Sauerstoffion eine eindeutige Abgrenzung nur mehr schwierig durchzuführen wäre, vgl. Tab. 8.

Im einzelnen wird dazu bemerkt: Ist die Abgrenzung zwischen den Gruppen M — O richtig, so würde das für einige Hornblenden eine nichtstatistische Besetzung der Positionen M_1 bis M_3 bedeuten, besonders beim Kluftkarinthin Saualpe. Bei der Berechnung der $F_{calc.}$ ist dies nicht berücksichtigt. Auffallend gut ist in allen Fällen die Übereinstimmung zwischen dem Mittel von $M_1 - 2\,O_1$, $M_2 - 2\,O_3$, $M_3 - 2\,O_2$ und dem durch die chemische Analyse bestimmten Wert. Fast ebenso gut liegen die Verhältnisse bei M_4. Die Abweichungen bei den wenig überlappten Sauerstoffen O_4 und O_7 sind wahrscheinlich durch die Schwierigkeiten der Abgrenzung bedingt. Mit Ausnahme von barroisitischer Hornblende (vgl. die oben angeführte Inhomogenität) stimmen für alle diese Positionen die Werte so gut überein, daß Schlüsse auf die Besetzung der A-Position zulässig erscheinen. So ergibt sich für die A-Position: Bei allen aus einem Kristall bestimmten Werten ist die aus der chemischen Analyse ermittelte Elektronenzahl deutlich kleiner als die aus der Fourierprojektion bestimmte. Daraus folgt, daß in der A-Position zumindest alle chemisch-analytisch gefundenen Ionensorten enthalten sind. Eine Interpretation des röntgenographisch gefundenen Überschusses ist schwierig, weil das Wasser nur aus dem Glühverlust bestimmt ist.

Der Sachverhalt, daß die röntgenographisch bestimmten Elektronenzahlen in der Position A bei barroisitischer Hornblende und Gesteinskarinthin niedriger sind, läßt sich auf die nun untersuchten Hornblenden nicht verallgemeinern; bei dem vorliegenden Material tritt der genau gegenteilige Effekt auf.

Literatur

Booth, A. D., Fourier Technique in X-Ray Organic Structure Analysis (1948), Cambridge: University Press. — *Dana, E. S.*, The System of Mineralogy. 6th Edition, New York: J. Wiley & Sons, *392* (1909). — *Heritsch, H.*, Tscherm. min. petr. Mitt. (Dritte Folge) *5* (1955), 242. — *Heritsch, H., P. Paulitsch,* und *E.-M. Walitzi,* Tscherm. min. petr. Mitt. (Dritte Folge) *6* (1957), 215. — *Heritsch, H., G. Bertoldi,* und *E.-M. Walitzi,* Tscherm. min. petr. Mitt. (Dritte Folge) *7*, (1959), 210. — *Heritsch, H.,* und *E. Kahler,* Tscherm. min. petr. Mitt. (Dritte Folge) *7*, (1959), 218. — *Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie. Zweiter Band, Silikate und Titanate. Leipzig: Veit & Comp., 1210, 1234 (1897). — *Howells, R. G.*, Acta Cryst. *3* (1950), 366. — *Lipson, H.*, und *W. Cochran,* The Determination of Crystal Structures. London: Bell, (1953). — *Prodinger, W.*, Organische Fällungsmittel in der quantitativen Analyse. Dritte Auflage, Stuttgart: Enke, (1954). — *Warren, B. E.*, Zeitschrift für Kristallogr. *72* (1929 a), 42. Zeitschrift für Kristallogr. *72* (1929 b), 493. — *Whittaker, E. J. W.*, Acta Cryst. *2* (1949), 312. — *Zemann-Hedlik, A.*, und *J. Zemann,* Acta Cryst. *8* (1955), 781. — *Zussman, J.*, Acta Cryst. *8* (1955), 301.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz

Die äußere Gestalt kristallographischer Verzwilligungen in Gruppendarstellung

Von

Haymo Heritsch

(Eingegangen am 28. Juni 1959)

Es ist möglich, das Produkt einer kristallographischen Verzwilligung als Individuum höherer Ordnung zu betrachten und der äußeren Gestalt eines solchen Individuums höherer Ordnung eine Symmetrie zuzuordnen. Als Beispiel sei angeführt, daß etwa der Dauphineer Zwilling in diesem Sinne eine Gesamtsymmetrie $622 — D_6$ hat. Die Ableitung einer solchen Gesamtsymmetrie kann in folgender Weise geschehen.

Zwillinge

Das Einzelindividuum (Teilkristall eines Zwillings) hat eine bestimmte Symmetrie, ausgedrückt durch die Gruppe g. Diese kann in Matrixform für ein bestimmtes Koordinatensystem ausgeschrieben werden. Als Zwillingsgesetze kommen in Betracht die zweizählige Achse 2 und die Spiegelebene m, die ebenfalls in Matrixform im selben Koordinatensystem ausgeschrieben werden und ihrerseits eine Gruppe der Ordnung 2 bilden. Die Gruppe $B : E, A_{180}$ entspricht dem Zwillingsachsengesetz und die Gruppe $B : E, m$ dem Zwillingsebenengesetz.

Die Gesamtsymmetrie eines Zwillings ist gegeben durch die Erweiterung der Gruppe g des Einzelindividuums mit Hilfe von B. Dabei ist im allgemeinen nur eine Untergruppe von g durch B erweiterbar. Es ist also im allgemeinen $b^{-1} . g . b = g$ nicht erfüllt, vielmehr gilt dieses nur für eine Untergruppe g′ von g.

Im einzelnen geht man so vor: es sei

$$g : a_1 = E, a_2, a_3 \ldots a_n$$
$$B : b_1 = E, b_2.$$

Man bildet dann $b_2 . g$ und $g . b_2$ und erhält aus den beiden Serien von Produkten jene Untergruppe g′ von g, die zusammen mit B die erweiterte Gruppe G ergibt; also $G : g', g' . b_2 = G : g', b_2 . g$.

Auf diese Weise erhält man G als Punktgruppe oder im Sinne der morphologischen Kristallographie die Symmetrie des Durchkreuzungszwillings. Außerdem gibt es aber noch die Berührungszwillinge, deren Symmetrie im allgemeinen nicht mit der Symmetrie des entsprechenden Durchkreuzungszwillings zusammenfällt.

Die Symmetrie des Berührungszwillings erhält man aus der Symmetrie des Durchdringungszwillings auf folgende Weise: man schreibt die Koordinaten der durch die Symmetrieelemente erzeugten Punkte getrennt nach den beiden Individuen an und zieht dann die beiden Individuen durch additive Größen längs der gewünschten Richtung auseinander. Führt man für die so veränderten Koordinaten neue Abkürzungen ein, so läßt sich die Gruppe G′ des Berührungszwillings direkt hinschreiben.

In den folgenden Beispielen wird dies im einzelnen ausgeführt.

Albitzwilling (T.-B. 103, Abb. 256; N. 562, Abb. B, K).

$g : \bar{1} — C_i$ $\qquad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Es gilt $b_2 \,.\, g = g \,.\, b_2$; daher $G : \frac{2}{m} — C_{2h}$ als Durchkreuzungszwilling. Albitzwillinge sind aber Berührungszwillinge mit Verwachsungsebene (010), so daß die beiden Teilindividuen längs der Y-Achse (bezogen auf orthogonale Achsen) auseinanderzuziehen sind (Tab. 1).

Tabelle 1

	Individuum I	Individuum II
	$x; y; z$ $\bar{x}; \bar{y}; \bar{z}$	$x; \bar{y}; z$ $\bar{x}; y; \bar{z}$
auseinandergezogen längs Y	$x; y + u; z$ $\bar{x}; \bar{y} + u; \bar{z}$	$x; \bar{y} — u; z$ $\bar{x}; y — \bar{u}; \bar{z}$
$y + u = \eta_1$ $\bar{y} + u = \eta_2$	$x; \eta_1; z$ $\bar{x}; \eta_2; \bar{z}$	$x; -\eta_1; z$ $\bar{x}; -\eta_2; \bar{z}$

Daraus folgt für den Berührungszwilling $G' : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$ oder $m — C_s$.

Periklinzwilling (T.-B. 103, Abb. 258, 259; N. 562, Abb. P, Q).

$g : \bar{1} — C_i$ $\qquad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$

Hier gilt ebenfalls $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ woraus $G : \frac{2}{m} - C_{2h}$ für den in der Natur nicht auftretenden Durchdringungszwilling. Der nach der Z-Achse auseinandergezogene Berührungszwilling mit dem rhombischen Schnitt als Verwachsungsebene hat $G' : 2 - C_2$ (Tab. 2).

Tabelle 2

	Individuum I	Individuum II
	x; y; z $\bar{x}$; $\bar{y}$; $\bar{z}$	$\bar{x}$; y; $\bar{z}$ x; $\bar{y}$; z
auseinandergezogen längs Z	x; y; z + o $\bar{x}$; $\bar{y}$; $\bar{z}$ + o	$\bar{x}$; y; $\bar{z}$ — o x; $\bar{y}$; z — o
$z + o = \zeta_1$ $z - o = \zeta_2$	x; y; ζ_1 $\bar{x}$; $\bar{y}$; $-\zeta_2$	$\bar{x}$; y; $-\zeta_1$ x; $\bar{y}$; ζ_2

Karlsbaderzwilling (T.-B. 577, Abb. 9; N. 555, Abb. C).

$g : \frac{2}{m} - C_{2h}$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Aus $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ folgt $G: \frac{2\ 2\ 2}{m\ m\ m} - D_{2h}$. Karlsbaderzwillinge durchwachsen zwar einander, sind aber immer etwas längs der Y-Achse auseinandergezogen und müssen daher wie Berührungszwillinge behandelt werden (Tab. 3).

Tabelle 3

	Individuum I	Individuum II
	x, y, z x, $\bar{y}$, z $\bar{x}$, y, $\bar{z}$ $\bar{x}$, $\bar{y}$, $\bar{z}$	$\bar{x}$, $\bar{y}$, z $\bar{x}$, y, z x, $\bar{y}$, $\bar{z}$ x, y, $\bar{z}$
auseinandergezogen nach Y	x, y + n, z x, $\bar{y}$ + n, z $\bar{x}$, y + n, $\bar{z}$ $\bar{x}$, $\bar{y}$ + n, $\bar{z}$	$\bar{x}$, $\bar{y}$ — n, z $\bar{x}$, y — n, z x, $\bar{y}$ — n, $\bar{z}$ x, y — n, $\bar{z}$
$y + n = \eta_1$ $y - n = \eta_2$	x, η_1, z x, $-\eta_2$, z $\bar{x}$, η_1, $\bar{z}$ $\bar{x}$, $-\eta_2$, $\bar{z}$	$\bar{x}$, $-\eta_1$, z $\bar{x}$, η_2, z x, $-\eta_1$, $\bar{z}$ x, η_2, $\bar{z}$

Daraus folgt für den Karlsbaderzwilling der üblichen Ausbildung $G' : 222 - D_2$.

Gips, Schwalbenschwanzzwilling (T.-B. 677, Abb. 3, 4; N. 613, Abb. L).

$g : \frac{2}{m} - C_{2h}$ $\qquad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Somit liegt für den Durchkreuzungszwilling derselbe Fall vor wie beim Karlsbaderzwilling nämlich $\frac{2}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} - D_{2h}$. Einfache Schwalbenschwanzzwillinge sind aber Berührungszwillinge mit Auseinanderschiebung der Teilindividuen nach X und Verwachsungsebene (100), vgl. Tab. 4.

Tabelle 4

	Individuum I	Individuum II
auseinandergezogen nach X	$x + m, y, z$ $x + m, \bar{y}, z$ $\bar{x} + m, y, \bar{z}$ $\bar{x} + m, \bar{y}, \bar{z}$	$\bar{x} - m, \bar{y}, z$ $\bar{x} - m, y, z$ $x - m, \bar{y}, \bar{z}$ $x - m, y, \bar{z}$
$x + m = \xi_1$ $x - m = \xi_2$	ξ_1, y, z $\xi_1, \bar{y}, z$ $-\xi_2, y, \bar{z}$ $-\xi_2, \bar{y}, \bar{z}$	$-\xi_1, \bar{y}, z$ $-\xi_1, y, z$ $\xi_2, \bar{y}, \bar{z}$ $\xi_2, y, \bar{z}$

Daher $G' : 2\,mm - C_{2v}$.

Manebacher Zwilling (T.-B. 576, Abb. 6; N. 555, Abb. A, B).

$g : \frac{2}{m} - C_{2h}$ $\qquad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$

Wegen $b_2 \,.\, g = g \,.\, b_2$ gilt für den Penetrationszwilling $G : \frac{2}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} - D_{2h}$. Für den Berührungszwilling mit Verwachsungsebene (001) folgt bei Auseinanderziehen nach Z $G' : 2\,mm - C_{2v}$ (Tab. 5).

Tabelle 5

	Individuum I	Individuum II
auseinandergezogen nach Z	$x, y, z + o$ $x, \bar{y}, z + o$ $\bar{x}, y, \bar{z} + o$ $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z} + o$	$\bar{x}, \bar{y}, z - o$ $\bar{x}, y, z - o$ $x, \bar{y}, \bar{z} - o$ $x, y, \bar{z} - o$
$z + o = \zeta_1$ $z - o = \zeta_2$	x, y, ζ_1 $x, \bar{y}, \zeta_1$ $\bar{x}, y, -\zeta_2$ $\bar{x}, \bar{y}, -\zeta_2$	$\bar{x}, \bar{y}, \zeta_2$ $\bar{x}, y, \zeta_2$ $x, \bar{y}, -\zeta_1$ $x, y, -\zeta_1$

Bavenoer Zwilling (T.-B. 576, Abb. 7; N. 555, Abb. F).

$g : \frac{2}{m} — C_{2h}$

$$B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 0 & \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix}, \text{ Zwillingsebene (021)}$$

Nur für die Untergruppe $g' : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$ gilt $b_2 \,.\, g' = g' \,.\, b_2$.

Der in der Natur nicht auftretende Durchkreuzungszwilling bildet daher die Gruppe $G : C_{2h}$, allerdings in der ungewohnten Aufstellung mit der Symmetrieebene gedreht um α. Verwendet man die übliche Aufstellung, so liegt das neue Z in der Symmetrieebene und Y senkrecht dazu. Für den Berührungszwilling mit Verwachsungsebene (021) ist in dem neuen Koordinatensystem nun nach Y auseinanderzuziehen (Tab. 6).

Tabelle 6

	Individuum I	Individuum II
auseinandergezogen nach Y	x, y + n, z $\bar{x}$, $\bar{y}$ + n, $\bar{z}$	x, $\bar{y}$ — n, z $\bar{x}$, y — n, $\bar{z}$
y + n = η_1 y — n = η_2	x, η_1, z $\bar{x}$, — η_2, $\bar{z}$	x, — η_1, z $\bar{x}$, η_2, $\bar{z}$

Daraus folgt $G' : m — C_s$

Staurolithzwilling nach (032). Für den allgemeinen Fall, Winkel α beliebig, läßt sich dieser Zwilling ähnlich behandeln wie der vorherige (T.-B. 599, Abb. 2; N. 633, Abb. B).

$g : \frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}$ — D_{2h}. Für das Folgende kann Staurolith mit D_{2h} angenommen werden.

$$B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 0 & \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix}$$

Es gilt $b_2 \,.\, g' = g' \,.\, b_2$ nur für die Untergruppe $g' : \frac{2}{m}$; dabei ist g' so orientiert, daß die zweizählige Achse parallel X liegt. Der in der Natur vorkommende Penetrationszwilling hat $G : g', g' \,.\, b_2$. Das ist D_{2h} in einer nicht konventionellen Aufstellung. Es liegt nämlich eine zweizählige Achse parallel X und eine Symmetrieebene senkrecht dazu. Die beiden anderen zweizähligen Drehachsen liegen

zwischen Y und Z bzw. — Y und Z; ebenso die dazu senkrechten Symmetrieebenen.

Nun ist aber bei Staurolith der Winkel $\alpha = 45^0\ 35'$. Setzt man den Winkel $\alpha = 45^0\ 00'$, so stellen sich die Verhältnisse folgendermaßen dar:

$$g : \frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m} = D_{2h} \qquad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$$

Jetzt gilt $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ und $G : g$, $b_2 \cdot g$ wird zu D_{4h}, allerdings auch wieder in einer nicht üblichen Aufstellung, nämlich mit der vierzähligen Achse parallel X. Erst nach Vertauschung der Achsen entsteht $\frac{4}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}$.

Visiergraupe, Zwilling an Zinnstein nach (011) (T.-B. 499, Abb. 3; N. 302, Abb. N).

$$g : \frac{4}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m} = D_{4h} \qquad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 0 & \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix}$$

Für die Untergruppe $g' : \frac{2}{m}$ (mit Orientierung zweizählige Achse parallel X) gilt $b_2 \cdot g' = g' \cdot b_2$, so daß der in der Natur nicht vorkommende Penetrationszwilling hat $G : g'$, $g' \cdot b_2$. Das ist wieder, wie in dem vorhergehenden Beispiel D_2, in nicht konventioneller Aufstellung. Für den Berührungszwilling (Visiergraupe) transformiert man zweckmäßigerweise auf neue Koordinaten z. B. $X' = X$; Y' senkrecht auf die Zwillingsebene und dann natürlich Z' senkrecht auf X' und Y' d. h. in der Zwillingsebene. Man zieht weiterhin nach Y die beiden Teilindividuen auseinander (Tab. 7).

Tabelle 7

	Individuum I	Individuum II
auseinandergezogen nach Y	$x, y + n, z$	$\bar{x}, y - n, \bar{z}$
	$x, \bar{y} + n, \bar{z}$	$\bar{x}, \bar{y} - n, z$
	$\bar{x}, \bar{y} + n, \bar{z}$	$x, \bar{y} - n, z$
	$\bar{x}, y + n, z$	$x, y - n, \bar{z}$
$y + n = \eta_1$	x, η_1, z	$\bar{x}, \eta_2, \bar{z}$
$y - n = \eta_2$	$x, -\eta_2, \bar{z}$	$\bar{x}, -\eta_1, z$
	$\bar{x}, -\eta_2, \bar{z}$	$x, -\eta_1, z$
	$\bar{x}, \eta_1, z$	$x, \eta_2, \bar{z}$

Daher hat die Visiergraupe die Symmetrie $mm2 = C_{2v}$

Kupferkieszwilling nach (012) (T.-B. 96, Abb. 238; N. 192, Abb. S, Z).

$g : \bar{4}\ 2\,m - D_{2d}$

$$B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 0 & \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix} \text{ mit } \alpha = 44^0\ 34{\cdot}5'$$

Setzt man für das Weitere $\alpha = 45^0\ 00'$, so folgt

$g : \bar{4}\ 2\,m - D_{2d}$

$$B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}$$

Nur für die Untergruppe $g' : 222 - D_2$ gilt $b_2 \,.\, g' = g' \,.\, b_2$. Der Penetrationszwilling hat daher $G : g',\ b_2 \,.\, g'$, das ist D_{2d} aber mit Richtung der vierzähligen Drehinversionsachse nach X. Der Berührungszwilling mit Verwachsungsebene (012) muß nach Y und Z um denselben Betrag auseinandergezogen werden und zwar das Individuum I in die Richtung $-Y$ und $+Z$, das Individuum II in die Richtung Y und $-Z$ (Tab. 8).

Tabelle 8

Individuum I		Individuum II	
auseinander-gezogen nach $-Y$ und $+Z$	$y - d = \eta_1$ $y + d = \eta_2$ $z + d = \zeta_1$ $z - d = \zeta_2$	auseinander-gezogen nach $+Y$ und $-Z$	$y - d = \eta_1$ $y + d = \eta_2$ $z - d = \zeta_2$ $z + d = \zeta_1$
x $y - d$ $z + d$	x η_1 ζ_1	x $z + d$ $y - d$	x ζ_1 η_1
$\bar{x}$ $\bar{y} - d$ $z + d$	$\bar{x}$ $-\eta_2$ ζ_1	$\bar{x}$ $z + d$ $\bar{y} - d$	$\bar{x}$ ζ_1 $-\eta_2$
x $\bar{y} - d$ $\bar{z} + d$	x $-\eta_2$ $-\zeta_2$	x $\bar{z} + d$ $\bar{y} - d$	x $-\zeta_2$ $-\eta_2$
$\bar{x}$ $y - d$ $\bar{z} + d$	$\bar{x}$ η_1 $-\zeta_2$	$\bar{x}$ $\bar{z} + d$ $y - d$	$\bar{x}$ $-\zeta_2$ η_1

Das ergibt dann für den Berührungszwilling nach (012) $G' : m - C_s$, dabei liegt die Symmetrieebene in (012), d. h. parallel X und in der Mitte zwischen Y und Z.

Kupferkieszwilling nach (100) (T.-B. 109, Abb. 282).

$g : \bar{4}\,2\,m - D_{2d}$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Es gilt hier $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$, so daß für den Durchkreuzungszwilling folgt $G : g, b_2 g$, das ist $\frac{4}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} - D_{4h}$.

Dauphineer Zwilling (T.-B. 484, Abb. 7, 8; N. 412, Abb. Q. R).

$g : 32 - D_3$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Wegen $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ folgt für den in der Natur auftretenden Durchdringungszwilling $G : g, b_2 g$, das ist $622 - D_6$.

Brasilianer Gesetz (T.-B. 484, Abb. 10; N. 412, Abb. X).

$g : 32 - D_3$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

G des in der Natur allerdings äußerst selten gut entwickelten Penetrationszwillings ist (wegen $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$) $G : g, b_2 \cdot g$, das ist hier $\bar{3}\,\frac{2}{m} - D_{3d}$.

Kombiniertes Brasilianer-Dauphineer Gesetz.

$g : 32 - D_3$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Es gilt wieder $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$; daher für den ebenfalls äußerst selten morphologisch gut entwickelten Penetrationszwilling $G : g, g \cdot b_2$ das ist hier $\bar{6}\,m\,2 - D_{3h}$.

Kalkspat Zwilling nach (0001) (T.-B. 107, Abb. 272, N. 91, Abb. A, B, D, E).

$g : \bar{3}\,\frac{2}{m} - D_{3d}$ $\quad B : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$

Da $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ ist für den Penetrationszwilling $G : g,\ b_2 \cdot g$, das ist $\frac{6}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} = D_{6h}$. In der Natur kommt aber nur der Berührungszwilling vor mit der Verwachsungsebene (0001). Daher müssen die beiden Individuen nach Z auseinandergezogen werden. Tab. 9.

Tabelle 9

Individuum I		Individuum II	
auseinander-gezogen nach Z	$z + d = \zeta_1$ $z - d = \zeta_2$	auseinander-gezogen nach $-Z$	$z + d = \zeta_1$ $z - d = \zeta_2$
$x,\ y,\ z + d$	$x,\ y,\ \zeta_1$	$x,\ y,\ \bar{z} - d$	$x,\ y,\ -\zeta_1$
$\bar{y},\ x - y,\ z + d$	$\bar{y},\ x - y,\ \zeta_1$	$\bar{y},\ x - y,\ \bar{z} - d$	$\bar{y},\ x - y,\ -\zeta_1$
$\bar{x} + y,\ \bar{x},\ z + d$	$\bar{x} + y,\ \bar{x},\ \zeta_1$	$\bar{x} + y,\ \bar{x},\ \bar{z} - d$	$\bar{x} + y,\ \bar{x},\ -\zeta_1$
$x - y,\ \bar{y},\ \bar{z} + d$	$x - y,\ \bar{y},\ -\zeta_2$	$x - y,\ \bar{y},\ z - d$	$x - y,\ \bar{y},\ \zeta_2$
$\bar{x},\ \bar{x} + y,\ \bar{z} + d$	$\bar{x},\ \bar{x} + y,\ -\zeta_2$	$\bar{x},\ \bar{x} + y,\ z - d$	$\bar{x},\ \bar{x} + y,\ \zeta_2$
$y,\ x,\ \bar{z} + d$	$y,\ x,\ -\zeta_2$	$y,\ x,\ z - d$	$y,\ x,\ \zeta_2$
$\bar{x},\ \bar{y},\ \bar{z} + d$	$\bar{x},\ \bar{y},\ -\zeta_2$	$\bar{x},\ \bar{y},\ z - d$	$\bar{x},\ \bar{y},\ \zeta_2$
$y,\ \bar{x} + y,\ \bar{z} + d$	$y,\ \bar{x} + y,\ -\zeta_2$	$y,\ \bar{x} + y,\ z - d$	$y,\ \bar{x} + y,\ \zeta_2$
$x - y,\ x,\ \bar{z} + d$	$x - y,\ x,\ -\zeta_2$	$x - y,\ x,\ z - d$	$x - y,\ x,\ \zeta_2$
$\bar{x} + y,\ y,\ z + d$	$\bar{x} + y,\ y,\ \zeta_1$	$\bar{x} + y,\ y,\ \bar{z} - d$	$\bar{x} + y,\ y,\ -\zeta_1$
$x,\ x - y,\ z + d$	$x,\ x - y,\ \zeta_1$	$x,\ x - y,\ \bar{z} - d$	$x,\ x - y,\ -\zeta_1$
$\bar{y},\ \bar{x},\ z + d$	$\bar{y},\ \bar{x},\ \zeta_1$	$\bar{y},\ \bar{x},\ \bar{z} - d$	$\bar{y},\ \bar{x},\ -\zeta_1$

Das ist D_{3h} mit einer zweizähligen Achse nach vorne aufgestellt.

Kalkspat Herzzwilling nach $(0\bar{1}11)$. (T.-B. 540, Abb. 20; N. 91, Abb. F, G).

Man transformiert zuerst $\bar{3}\frac{2}{m}$ in rechtwinkelige Koordinaten z. B. mit gemeinsamer X-Richtung und setzt die Zwillingsebene wie in den früheren Fällen an. Es ist daher:

$g : D_{3d}$

$$B : E,\ \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 0 & \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix}$$

Es zeigt sich, daß von D_{3d} nur für die Untergruppe $g' : C_{2h}$ gilt $b_2 \cdot g' = g' \cdot b_2$, so daß $G : g',\ b_2 \cdot g'\ D_{2h}$ wird, allerdings in einer nicht konventionellen Aufstellung. Für den Berührungszwilling der Natur müssen die beiden Individuen noch auseinander gezogen werden, wodurch $G' : 2\,m\,m - C_{2v}$ folgt.

Flußspat Zwilling nach [111] (T.-B. 701, Abb. 5; N. 123, Abb. W).

$g : \frac{4}{m}\,\bar{3}\,\frac{2}{m} = O_h$

$B : E,\ \frac{1}{3}\begin{pmatrix} -1 & 2 & 2 \\ 2 & -1 & 2 \\ 2 & 2 & -1 \end{pmatrix}$ d. h. die Diagonale des Würfels ist eine

zweizählige Achse. Nur für die Untergruppe $g' : D_{3d}$ von g gilt $b_2 \cdot g' = g' \cdot b_2$. Dabei erscheint D_{3d} in rhomboedrischen Koordinaten. G des in der Natur vorkommenden Durchkreuzungszwillings ist g', $b_2 g'$ das ist D_{6h} ebenfalls in rhomboedrischen Koordinaten geschrieben.

Spinellzwilling (T.-B. 522, Abb. 3; N. 140, Abb. K).

Dieser hat dasselbe Zwillingsgesetz wie der Flußspatzwilling, nur erscheint der Berührungszwilling mit Verwachsungsebene (111). Nach Transformation auf hexagonale Achsen erweist sich das als derselbe Fall wie beim Kalkspatzwilling nach (0001), so daß auch hier für den Berührungszwilling gilt $G' : D_{3h}$.

Fahlerzzwilling nach (100) (N. 187, Abb. L).

$g : \bar{4}\ 3\,m = T_d$

$B : E,\ \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Wegen $b_2 \cdot g = g \cdot b_2$ gilt für den natürlich vorkommenden Durchkreuzungszwilling $G : g,\ b_2 \cdot g$ das ist $\frac{4}{m}\,\bar{3}\,\frac{2}{m} = O$.

Fahlerzzwilling nach [111] (T.-B. 463, Abb. 4; N. 187, Abb. K).

$g : \bar{4}\ 3\,m = T_d$

$B : E,\ \frac{1}{3}\begin{pmatrix} -1 & 2 & 2 \\ 2 & -1 & 2 \\ 2 & 2 & -1 \end{pmatrix}$ d. h. die Diagonale des Würfels ist eine

zweizählige Achse. Nur für die Untergruppe $g' : C_{3v}$ gilt $b_2 \cdot g' = g' \cdot b_2$, so daß G des natürlich vorkommenden Durchkreuzungszwillings ist: g', $b_2 g'$ d. h. C_{6v}.

Pyritzwilling nach (110) (T.-B. 109, Abb. 287; N. 63, Abb. M).

$g : \frac{2}{m}\ \bar{3} — T_h$ $\qquad B : E, \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$

Auch hier ist wegen $b_2 . g = g . b_2$ für den Durchkreuzungszwilling $G : \frac{4}{m}\ \bar{3}\ \frac{2}{m} — O_h$.

Staurolithzwilling nach (232) (T.-B. 599, Abb. 4; N. 633, Abb. C).

$g : \frac{2}{m}\ \frac{2}{m}\ \frac{2}{m} — D_{2h}$

B : E, m in allgemeiner Lage.

Die Spiegelebene in allgemeiner Lage bildet nur für $g' : \bar{1} — C_i$ $b_2 . g' = g' . b_2$; daher gilt für den Durchkreuzungszwilling $G : g'$, $b_2 . g'$ das ist hier C_{2h}, allerdings hier ausgedrückt in allgemeiner Lage zum Koordinatensystem.

Viellinge

Aragonitdrilling nach {110} (T.-B. 535, Abb. 8, 10; N. 440, Abb. M. N, F).

Es tritt zweimal das Gesetz der Verzwilligung nach {110} auf, einmal mit einem Winkel von $\varphi = +\ 31^0\ 54'$, das andere Mal mit $\varphi = —\ 31^0\ 54'$.

Zur Bestimmung der Symmetrie des Durchkreuzungsdrillings kann man folgendermaßen vorgehen: der Zwilling des Zentralkristalles mit einem seitlichen Kristall hat die Symmetrie D_{2h}, wobei allerdings die Symmetrieelemente — ausgedrückt im Koordinatensystem des Zentralkristalles — um die Z-Achse gedreht erscheinen (vgl. Staurolithzwilling nach 032). Der gesamte Drilling entsteht weiterhin dadurch, daß man die Gruppe des Zwillings neuerlich, etwa an einer Symmetrieebene senkrecht Y, spiegelt; d. h. neuerliche Erweiterung der Gruppe des Zwillings durch eine Symmetrieebene. Unter Benützung folgender Abkürzungen: Zentralkristall = I, 1. seitlicher Kristall = II, 2. seitlicher Kristall = III ist das folgender Weg:

a) $g_1 : D_{2h}$

$$B : E, \begin{pmatrix} \cos 2\varphi & —\sin 2\varphi & 0 \\ —\sin 2\varphi & —\cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Das ergibt für den Durchkreuzungszwilling I. II. ein $G_{I,II} : D_{2h}$.

b) $G_{I,II} : D_{2h}$ in nicht konventioneller Aufstellung (gedreht um Z)

$$B' : E, \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \bar{1} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

hieraus folgt dann für den Durchkreuzungsdrilling $G_{I,II,III} : D_{2h}$ — — $\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}$, da von $G_{I,II}$ nur die Untergruppe $\frac{2}{m}$, mit der zweizähligen Achse parallel Z, durch b'_2 erweiterbar ist.

Man kann aber auch, besonders für die Darstellung des Berührungsdrillings folgendermaßen vorgehen. Der Zentralkristall hat $g : \frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}$: die beiden weiteren Kristalle des Drillings werden erzeugt durch Spiegelung mit Hilfe von

$$b = \begin{pmatrix} \cos 2\varphi & -\sin 2\varphi & 0 \\ -\sin 2\varphi & -\cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad b'' = \begin{pmatrix} \cos 2\varphi & \sin 2\varphi & 0 \\ \sin 2\varphi & -\cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Man führt die Produkte $b \,.\, g$ und $b'' \,.\, g$ aus, wählt innerhalb der Produkte ein neues Einheitselement und bekommt damit die Elemente, die eine Gruppe innerhalb der $b \,.\, g$ und $b'' \,.\, g$ bilden. Im vorliegenden Fall ist das $\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m} = D_{2h}$, beschrieben im Koordinatensystem des Zentralkristalles. Diese Gruppe stimmt mit der Gruppe des Zentralkristalles überein, so daß dem gesamten Durchkreuzungsdrilling die Gruppe $\frac{2}{m}\,\frac{2}{m}\,\frac{2}{m} = D_{2h}$ zukommt.

In der Natur kommen aber auch Berührungsdrillinge vor. Man zieht in bezug auf den Kristall I die beiden seitlichen Kristalle II und III längs einer Richtung senkrecht auf die Spiegelebenen um folgende Beträge auseinander: längs der X-Achse um $u = d \,.\, \sin\varphi$ und längs der Y-Achse um $v = d \,.\, \cos\varphi$. Es gelten dann folgende Koordinaten (Tab. 10):

Tabelle 10

Kristall II	Kristall III
$\xi + u,\ \eta + v,\ \zeta$	$\xi + u,\ -\eta - v,\ -\zeta$
$-\xi + u,\ -\eta + v,\ \zeta$	$-\xi + u,\ \eta - v,\ -\zeta$
$\xi + u,\ \eta + v,\ -\zeta$	$-\xi + u,\ \eta - v,\ \zeta$
$-\xi + u,\ -\eta + v,\ -\zeta$	$\xi + u,\ -\eta - v,\ \zeta$

Das bedeutet für die Kristalle II und III die Gruppe C_{2v} in der nicht konventionellen Aufstellung mit der zweizähligen Achse längs X; diese Gruppe ist aber eine Untergruppe von $\frac{2}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} = D_{2h}$ des Individuums I.

Daher bildet der Berührungsdrilling G′ : 2 m m — C_{2v}.

Nimmt man an, daß der Winkel $\varphi = 31^0\,54'$ genügend nahe an $30^0\,00'$ liegt, so können b und b″ in der Gruppe 3 m zusammengefaßt werden. Man schreibt in rechtwinkeligen Koordinaten:

Kristall I g : $\frac{2}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} = D_{2h}$

erweitert durch h : 3 m — C_{3v}.

Es zeigt sich, daß nur für die Untergruppe g′ : $\frac{2}{m} = C_2$ (in der Aufstellung zweizählige Achse parallel Z) gilt h . g′ = g′ . h. Daher folgt für den Durchkreuzungsdrilling G′ : g′, h . g′ das ist $\frac{6}{m}\frac{2}{m}\frac{2}{m} = D_{6h}$; allerdings dargestellt in rechtwinkeligen Koordinaten.

Ähnliche Verhältnisse liegen beim Arsenkiesdrilling nach $\{012\}$ vor, der für die äußere Morphologie als rhombisch betrachtet werden kann.

Kupferkies Durchkreuzungsdrilling nach $\{102\}$ (N. 192, Abb. U).

Für den mittleren Kristall setzt man in der üblichen Aufstellung g : $\bar{4}$ 2 m — D_{2d}. Nimmt man als Zwillingsebene einmal (102) und dann (012) und betrachtet das ϱ der beiden Flächen mit $44^0\,34{\cdot}5'$ genügend angenähert $45^0\,00'$, so bilden diese Symmetrieebenen eine Gruppe h : C_{3v} in der nicht konventionellen Aufstellung mit der dreizähligen Achse in der Würfeldiagonale. Der gesamte Durchkreuzungsdrilling wird dadurch erhalten, daß jedes Element der Gruppe h nur die Untergruppe g′ : 222 — D_2 von g in sich transformiert. Es gilt daher für den Durchkreuzungsdrilling G : g′, h . g′: das ergibt G : $\bar{4}$ 3 m — T_d.

Kupferkies Fünfling nach $\{111\}$ (T.-B. 450, Abb. 8; N. 192, Abb. Y).

Der Zentralkristall mit $\bar{4}$ 2 m ist mit einem seitlichen Kristall durch eine Symmetrieebene z. B. (111) verbunden. Bildet man für diese beiden Individuen den Durchkreuzungszwilling, so erhält man g′ : C_{2v} ausgedrückt in dem Koordinatensystem des Zentralkristalles, d. h. mit der zweizähligen Achse schief zwischen den

Bezugsachsen. Der gesamte Fünfling entsteht weiterhin dadurch, daß man g′ mit einer Gruppe $h : \bar{4} = S_4$ erweitert. Dadurch erhält man die gesamte Gruppe des Fünflings — allerdings als Durchkreuzungsfünfling gerechnet — im Koordinatensystem des Zentralkristalles mit $\bar{4}\ 2\,m = D_{2d}$.

Für den Berührungsfünfling kann man hier wieder so vorgehen, daß man die durch $\{111\}$ aus dem Zentralkristall gespiegelten Individuen in dem Koordinatensystem des Zentralkristalles anschreibt.

Zentralkristall, $g : \bar{4}\ 2\,m = D_{2d}$.

Gespiegelte Kristalle: $b \,.\, g$, $b' \,.\, g$, $b'' \,.\, g$, $b''' \,.\, g$, es bedeutet dabei b, b′, b″, b‴ die Spiegelung nach den Ebenen (111), $(\bar{1}11)$, $(1\bar{1}1)$ und $(\bar{1}\bar{1}1)$. Man wählt aus den gespiegelten Kristallen ein Einheitselement aus und findet, daß die vier gespiegelten Individuen die Gruppe $\bar{4}\ 2\,m = D_{2d}$ in der üblichen Orientierung im Koordinatensystem des zentralen Kristalles bilden. Der Durchkreuzungsfünfling hat daher, wie schon oben festgestellt, $G : \bar{4}\ 2\,m = D_{2d}$. Zieht man aber für den natürlich vorkommenden Berührungsfünfling die Teilindividuen auseinander, so erhält man $G' : mm\,2 = C_{2v}$.

Wie beim Einzelkristall kann auch bei einer Zwillingsbildung die Symmetriegruppe nur bei modellmäßiger Entwicklung äußerlich erkannt werden.

Herrn Prof. *J. J. Burckardt*, Zürich, möchte ich auch an dieser Stelle für die Durchsicht des Manuskriptes danken.

Literatur

Die behandelten Verzwilligungen sind in so vielen Handbüchern und Lehrbüchern abgebildet und besprochen, daß es gar nicht möglich ist, auch nur die bekanntesten zu zitieren. Die Zitate beschränken sich daher willkürlich auf:

Tschermak, G., und *F. Becke,* Lehrbuch der Mineralogie. Wien, 1923.

Niggli, P., Lehrbuch der Mineralogie, II. Spezielle Mineralogie. Berlin, 1926.

Im Text sind die abgekürzten Namen (T.-B. bzw. N.), Seitenzahl und Abbildungsnummer oder Abbildungsbuchstabe angeführt.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien und dem Chemischen Laboratorium der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Wien

Seltene Elemente in österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen

Von

M. Brandenstein, I. Janda und **E. Schroll**

(Eingegangen am 26. Juni 1959)

Im Zuge geochemischer Untersuchungen an österreichischen Sedimentgesteinen wurden 119 Kohlen- und Bitumengesteinsproben auf spektrochemischem Wege halbquantitativ auf eine Reihe von Spurenelementen: Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Ti, Tl, V und Zn untersucht. Die vorliegenden Ergebnisse sind statistisch gesehen zwar noch zahlenmäßig unzureichend, vor allem dann, wenn man die starke Streuung der Spurenmetallgehalte auf flözreiche Kohlenlagerstätten in Betracht zieht, wie dies radiometrische Vermessungen und chemische Analysen auf Uran an einigen österreichischen Braun- und Glanzkohlenvorkommen gezeigt haben (*W. E. Petrascheck* und Mitarbeiter [Lit. 16]). Die vorliegenden Resultate ergeben aber dennoch einen ersten orientierenden Überblick über die Möglichkeit des Vorkommens und die Verteilung seltener Elemente in Kohlen und Bitumengesteinen der Ostalpen und der angrenzenden Teile der Böhmischen Masse, soweit diese noch innerhalb des österreichischen Staatsgebietes liegt.

Die vorliegende Arbeit ergänzt in regionaler Hinsicht die grundlegenden und richtungsweisenden Arbeiten von *V. M. Goldschmidt* und seinen Mitarbeitern (Lit. 4 bis 7). Unter den zahlreichen Arbeiten, welche sich mit dem regionalen Vorkommen seltener Elemente in Kohlen- und Bitumengesteinen beschäftigen, sind unter anderem nachstehende Publikationen zu erwähnen. *M. U. Otte* (Lit. 15) untersuchte die Spurengehalte aus dem Karbon und Wealdon des deutschen Ruhrgebietes. *F. Leutwein* und *H. J. Rösler* (Lit. 14) die paläozoischen und mesozoischen Steinkohlen Mitteldeutschlands, *J. Kühl* und *J. Zielkowski* (Lit. 12) oberschlesische Steinkohlen, *M. Deul* und *C. S. Annell* (Lit. 3) Kohlen von Texas, Colorado, Nord- und Süddakota (USA), *A. J. Headlee* und *R. G. Hunter* (Lit. 8) Steinkohlen aus Westvirginia (USA), *T. Stadnichenko* und *K. J. Murata* (Lit. 18) nordamerikanische Kohlen. Spurenelemente in bituminösen Gesteinen, Öl-

schiefern und Alaunschiefern Deutschlands behandelten *H. Schneiderhöhn* und Mitarbeiter (Lit. 17) sowie *F. Leutwein* (Lit. 13), während *M. Blumer* und *H. Erlenmayer* (Lit. 1) schweizerische Sedimentgesteine analysierten.

Über Spurengehalte in österreichischen Kohlengesteinen sind, ausgenommen Bestimmungen von U-Gehalten (Lit. 2), Arbeiten von *I. Janda* und *E. Schroll* (Lit. 11) über Vorkommen und geochemische Bedeutung des Bors bei Kohlen, von *E. Schroll* (Lit. 18) über die Verbreitung von Germanium erschienen. Die vorliegende Arbeit, welche bereits 1954 begonnen worden ist, wird in zwei Teilen veröffentlicht, von denen der erste die Ergebnisse der spektrochemischen Analyse (Methode, Probenverzeichnis und Analysentabellen) beinhaltet. Der folgende zweite Abschnitt wird von *W. E. Petrascheck* und *E. Schroll* bearbeitet und bringt die Auswertung und Diskussion der Analysendaten nach allgemeinen und regionalen Gesichtspunkten.

I. Analysenmethode

Von *W. E. Petraschek* und Mitarbeitern (Leoben) sowie von *E. Schroll* wurden Stückproben aufgesammelt. Diese Proben wurden zerkleinert, luftgetrocknet und analysenfein gemahlen. Für die spektrochemischen Untersuchungen wurde ein Teil des Gesteins bei $700^0 \pm 10^0$ in reduzierender Atmosphäre verascht und ein Teil bei 300^0 verschwelt. Die Asche diente zur spektrographischen Bestimmung der schwerflüchtigen Elemente im Kohlebogen (Be, Co, Cr, Cu, Ga, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, Ti und V), der Schwelrückstand wurde im Doppelbogen auf leichtflüchtige Elemente (Ag, As, Bi, Cd, Cu, Ga, Ge, Hg, Mo, Pb, Sb, Sn, Tl und Zn) untersucht. Bei einzelnen Steinkohlen- und Anthrazitproben konnte auf das Verschwelen verzichtet werden, da diese Substanzen im Doppelbogen ebenso wie Graphite nicht mehr in störendem Umfang entgasen.

Die Verschwelung wurde mit Rücksicht auf die Bestimmung der leichtflüchtigen Elemente, insbesondere des Hg, vorgenommen. Unter den angeführten Bedingungen einer reduzierenden Verschwelung ist das Hg unter 300^0 nicht flüchtig. Bei der angewandten Veraschungstemperatur von 700^0 in reduzierender Atmosphäre sind auch die „sogenannten" leichtflüchtigen Elemente, wie As, Cd Ge, Sb, Zn und andere, noch nicht merklich flüchtig, wie Testversuche gezeigt haben.

Die analytische Methode zur Bestimmung der leichtflüchtigen Elemente wurde bereits in einer eigenen Arbeit von *I. Janda* und *E. Schroll* (Lit. 14) ausführlich dargelegt. Es wurden folgende Aufnahmebedingungen gewählt:

Spektrograph: Quarzspektrograph Zeiss Q 24 mit Dreistufenfilter (100, 20 und 4%).

Elektroden: Mikrographittiegel nach *Ahrens* (Ringsdorff RW I). Obere und untere Gegenelektrode: Durchmesser 5 mm (Ringsdorff RW II), plangeschliffen.

Elektrodenabstände: Untere Elektrode — Graphittiegel: 2 mm, obere Elektrode — Graphittiegel: 3 mm.

Anregung: Gleichstromdauerbogen 120 Volt, Trägerelektrode kathodisch geschaltet. Belichtungszeit 90 sec bei 7 A und weitere 30 sec bei 10 A Brennstromstärke.

Spalt: 12 μ.

Optische Bedingungen: Zwischenabbildung 2900 Å, Blende 3·2, Ausblendung des unteren Bogendrittels.

Belichtungszeit: 120 sec.

Photoplatten: Spektralblau 450 (Perutz, München), Schaukelentwicklung bei 20° C, 5 min), Methol-Hydrochinonentwickler.

Auswertung: Im leitprobengebundenen Verfahren in Form einer Übersichtsanalyse mit visueller Schätzung (mit Hilfe letzter Linien und homologer Linienpaare). Doppelaufnahmen Analysenfehler etwa ± 50%. Quantitative Kontrollanalysen.

Eichproben: 89·5% Spektralkohlenpulver (Ringsdorff RW I), 10% SiO_2 und 0·5% Fe_2O_3 mit Zusatzelementen in Form von Oxyden und internem Standard (In_2O_3 0·005%).

Die Bestimmung der schwerflüchtigen Elemente aus der Asche wurden wie folgt durchgeführt:

Probenvorbereitung: Veraschung der Graphite bei 1000° C. Mischung aus zwei Teilen Kohlenpulver (Ringsdorff RW II) und einem Teil Asche. Interner Standard: 0·066% Pd als $PdCl_2$.

Spektrograph: wie oben.

Elektroden: Ringsdorff-Spektralkohlen RW I Trägerelektrode Form 3. Gegenelektrode konisch abgeschrägt.

Anregung: Gleichstromdauerbogen 120 V, 7 A Brennstromstärke. Belichtungszeit 120 sec. 7 A weitere 60 sec bei 10 A (insgesamt 180 sec), Trägerelektrode anodisch geschaltet. Elektrodenabstand 3 mm.

Optische Bedingungen: Zwischenabbildung 2900 Å, Zwischenblende 3·2, Zwischenfilter 30%. Ausblendung des Bogenmittelteiles.

Spalt: 12 μ.

Photoplatten: wie oben.

Eichmischung: Matrix der Testaschen: 63% SiO_2, 22% Al_2O_3, 5% Fe_2O_3, 4% CaO, je 2% MgO, K_2O und Na_2O. Bei 1100° gesintert. Zusatzelemente als Oxyde in Verdünnungsstufen 1, 3, 10 ... 10.000 ppm. Für einige kieselsäure- oder erdalkalireiche Aschen und Gesteine wurden entsprechende Matrizen verwendet.

Auswertung: Übersichtsanalyse mit visueller Schätzung (wie oben!). Doppelaufnahmen Analysenfehler etwa ± 50%. Quantitative Kontrollanalysen.

Die mit beiden Methoden erreichten Nachweisgrenzen sind in Tab. 1 zusammengestellt.

II. Analysenergebnisse

Die Tab. 3 a bringt die Spurengehalte in den Aschen selbst. Bei jenen Proben, die aus silizifiertem Holz bestehen, wurde der Rückstand nach dem Abfluorieren angegeben (siehe Seite 270 ff!).

In Tab. 3 b werden die Spurengehalte auf das lufttrockene Gestein bezogen dargestellt. Dies erscheint notwendig, um eine Vorstellung über das tatsächliche Anreicherungsvermögen biogener Sedimente zu geben (siehe Seite 278 ff!).

Tab. 1. *Nachweisgrenzen der angewandten Methoden*

Element	Nachweislinie	Nachweisgrenze (rel. Empfindlichkeit) g/t (ppm)	
		im Bogen	im Doppelbogen
Ag	3280·68		0·03
As	2349·84		10
As	2780·20		30
Be	2348·61	0·3	
Bi	3067·72		0·1
Cd	3261·06		3
Co	3453·51	10	
Cr	4254·35	10	
Cu	3247·54		0·03
Ga	2943·64	5	0·3
Ge	2651·18	20	0·1
Hg	2536·52		1
In	3256·09		0·3
Mn	2794·82	10	
Mo	3170·35	3	0·1
Ni	3414·77	10	
Pb	2833·07	10	0·1
Sb	2598·06		3
Sn	2839·99	7	0·3
Tl	2767·87		0·3
Ti	3349·41	20	
V	3185·40	30	0·3
Zn	2138·56		0·1

Zusammenfassung

119 Kohlengesteine, Torf, Ölschiefer und andere organogene Sedimente österreichischer Herkunft wurden emissionsspektrographisch im Kohlen- und Doppelbogen auf Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, Hg, Mn, Ni, Pb, Sb, Sn, Ti, Tl, V und Zn untersucht.

Die vorliegende Arbeit enthält die Analysentabellen. Eine abschließende Arbeit mit der Auswertung der Resultate wird angekündigt.

Nachwort

Für die Beistellung von einem Großteil der Proben danken wir Herrn Professor Dr. *W. E. Petrascheck* (Leoben), sowie gleichermaßen für die stetige Förderung der Arbeiten, welche durch Subventionen aus Mitteln des österreichischen Bundesministeriums für Verkehr und verstaatlichte Betriebe in den Jahren 1954 und 1955 ermöglicht wurde, wofür wir an dieser Stelle Dank sagen. Für die Abgabe von Einzelproben sei ferner Herrn Dipl.-Ing. *Lechner* † (Wien), Herrn Ing. *Th. Müller* † (Irdning), dem Gewerken Herrn *D. Diamantidi* (Schrambach) sowie Herrn RR. Dr. *A. Tauber* (Eisenstadt) gedankt. Für die Durchrechnung der Tabellen danken wir Frau Dr. *E. Stepán* (Wien).

Literatur

1. *Blumer, M.*, und *H. Erlenmayer*, Analysen schweizerischer Sedimentgesteine. Helv. Chim. Acta *33* (1950), 45—56. — 2. *Broda, E., K. Nowotny, T. Schönfeld* und *O. Suschny*, Berg- und hüttenmänn. Monatshefte *101* (1956), 121. — 3. *Deul, M.*, und *C. S. Annell*, The occurrence of minor elements in ash of low-rank coal from Texas, Colorado North Dakota and South Dakota. US Geolog. Surv. Bull. 1036/H (1956), 155—172. — 4. *Goldschmidt, V. M.*, Rare elements in coal ashes. Ind. Eng. Chem. *27* (1935), 1100. — 5. *Goldschmidt, V. M.*, Occurrence of rare elements in coal ashes. Coal Research 1944, Scient. Techn. Reports of the BCURA. — 6. *Goldschmidt, V. M.*, und *C. L. Peters*, Über die Anreicherung seltener Elemente in Steinkohlen. Nachr. d. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-naturw. Kl. 1932, 360. — 7. *Goldschmidt, V. M., K. Krejci-Graf* und *H. Witte*, Spurenelemente in Sedimenten. Nachr. d. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-naturw. Kl. 1948, 35—52. — 8. *Headlee, A. J. W.*, und *R. G. Hunter*, Elements in coal ash and their industrial significance. Ind. Eng. Chem. *45* (1953), 548—551. — 9. *Hecht, F.*, und *E. Tomic*, Uranforschung in Österreich. Österr. Chemiker-Zeitung *19*/20 (1957). — 10. *Janda, I.*, und *E. Schroll*, Emissionsspektrographische Doppelbogenanalyse leichtflüchtiger Spurenelemente in Graphiten. Microchim. Acta *3* (1959), 389—401. — 11. *Janda, I.*, und *E. Schroll*, Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. Tschermaks Min. petr. Mitt. *7* (1959), 118—129. — 12. *Kühl, J.*, und *J. Zielkowski*, Seltene Elemente in den oberschlesischen Kohlen. Przeglad Gorniczy *10* (1954), 180. — 13. *Leutwein, F.*, Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. Arch. f. Lagerstättenforschung *82* (1951), 1—45. — 14. *Leutwein, F.*, und *H. J. Rösler*, Geochemische Untersuchungen an paläozoischen und mesozoischen Kohlen Mittel- und Ostdeutschlands. Freiberger Forschungsheft C 19 (1956), 1—196. — 15. *Otte, M. U.*, Spurenelemente in einigen deutschen Steinkohlen. Chemie der Erde *16* (1953), 239. — 16. *Petraschek, W. E., H. Schubert* und *K. Vohryzka*, Über uranhaltige Kohlen und Kohlenschiefer in Österreich. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsheft *1* (1959), 1—8. — 17. *Schneiderhöhn, H.*, und Mitarbeiter, Das Vorkommen von Titan, Vanadin, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen. N. JbMin. Geol. Pal. Min. Abt. A (1950), 50. — 18. *Schroll, E.*, Germanium in mineralischen Rohstoffen Österreichs. Montanrundschau 2 (1959), 23—26. — 19. *Stadnicenko, T.*, Accumulation of minor elements in coal ash and its economic importance. Econ. Geol. *48* (1953), 332. — 20. *Stadnicenko, T.*, und *K. J. Murata*, Minor elements in american coals. Tagung der Am. Chem. Soc. New York City, 1951.

Tab. 2. *Aufstellung des analysierten Probenmaterials*

Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
1	Amaliendorf, Herrschaftl. Torfstich (Schrems, N.-Ö., Waldviertel)	Humusschicht des Hochmoores	S 1958
2	Amaliendorf, Herrschaftl. Torfstich (Schrems, N.-Ö., Waldviertel)	lockerer, brauner Torf, 30—50 cm unter der Humusschicht	S 1958
3	Amaliendorf, Herrschaftl. Torfstich (Schrems, N.-Ö., Waldviertel)	schwarzer, fettiger Torf, 100 cm unter der Humusschicht	S 1958
4	Amaliendorf, Herrschaftl. Torfstich (Schrems, N.-Ö., Waldviertel)	in den Torf eingelagerte Hölzer (Pinus)	S 1958
5	Karlstift (Waldviertel, N.-Ö.), Torfstich 3 km westlich des Ortes	dunkelbrauner Torf	S 1958
6	Karlstift (Waldviertel, N.-Ö.), Torfstich 3 km westlich des Ortes	in den Torf eingelagerte Hölzer	S 1958
7	Reichenau (Gr.-Pertholz, Waldviertel, N.-Ö.), Torfstich	dunkelbrauner lockerer Torf	S 1958
8	Karlsbad, Moos, Salzburg	Torf (Sphagnum)	S 1958
9	Neusiedlersee, Hansag	vertorfte Wasserpflanzenreste	S 1958
10	Schladming, Ramsau	Weichbraunkohle, stückig (Xylit)	Th. Müller, 1957
11	Zillingdorf, N.-Ö., großer Tagbau 2 km östlich Zillingdorf-Werk	lignitische Weichbraunkohle aus Oberflöz	S 1956
12	Zillingdorf, N.-Ö., großer Tagbau 2 km östlich Zillingdorf-Werk	oberflächennahe, verwitterte Einlagerung Weichbraunkohle von 4 cm Mächtigkeit	S 1956
13	Zillingdorf, Tagbau bei Zillingdorf-Werk	lignitische Weichbraunkohle aus Oberflöz	S 1956
14	Zillingdorf, Tagbau bei Zillingdorf-Werk	lignitische Weichbraunkohle aus Oberflöz	S 1956
15	Ilz, Oststeiermark	Weichbraunkohle, stückig (Xylit)	Dipl.-Ing. Lechner
16	Wolkersdorf	verkieseltes Holz aus unterpannonischen Sanden	S 1958
17	Turriawald	Weichbraunkohle, stückig, verwittert, unrein	P 1957
18	Turriawald, Penker	Weichbraunkohle	P 1957
19	Wackersdorf, Niederbayern, Tagbau	Weichbraunkohle, stückig (Xylit)	S 1958

Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
20	Wackersdorf, Niederbayern, Tagbau	torfartige Erdbraunkohle (Moorkohle)	S 1958
21	Ampflwang-West, O.-Ö., Hinterschlager	gelbe Schwelkohle (gelber Anteil)	P 1956
22	Ampflwang-West, O.-Ö., Hinterschlager	gelbe Schwelkohle (schwarzer Anteil)	P 1956
23	Ampflwang-West	blättriger Kohlenschiefer aus dem Liegenden	P 1956
24	Tiefenbach (St. Gilgen, O.-Ö.)	grauer Kohlenmergel	P 1956
25	Gradisnik (Karawanken, Kärnten)	Mattbraunkohle	P 1956
26	Trimmelkam, O.-Ö.	Weichbraunkohle	P 1956
27	Trimmelkam, O.-Ö.	Weichbraunkohle	S 1958
28	Ritzing, Burgenland, Halde	Weichbraunkohle, stückig (Xylit)	S 1958
29	Ritzing, Burgenland, Halde	Planorbiskohle	Dr. Tauber
30	Bubendorf, Burgenland	lignitische Weichbraunkohle	Dr. Tauber
31	Höll, Burgenland	Bohrkern aus Weichbraunkohle	Analysenmaterial der BVFA
32	Tauchen, Burgenland	stückige Weichbraunkohle	Analysenmaterial der BVFA
33	Tauchen, Burgenland	Weichbraunkohle	P 1956
34	Rein, Gratwein, Steiermark	verwitterte Weichbraunkohle	P 1956
35	Pirka, Weststeiermark, Bohrung 129 m	Kohlenschiefer	P 1955
36	Pirka, Weststeiermark, Bohrung 129 m	kohlige Substanz aus obigem Kohlenschiefer	P 1955
37	Pirka, Weststeiermark, Bohrung 235 m	Kohlenmergel	P 1955
38	St. Stefan, Lavanttal, Kärnten, Liegendflöz	Mattbraunkohle	P 1956
39	St. Stefan, Hangendflöz	Mattbraunkohle	P 1956
40	St. Stefan, Kuchlerflöz	Mattbraunkohle	P 1956
41	Liescha	Jaulingit	Ankauf von Fa. Berger (Mödling)
42	Loibach, Mittelflöz	Kohlenschiefer	P 1957
43	Loibach, Liegendflöz	Kohlenschiefer	P 1957
44	Bergla, Weststeiermark	Glanzbraunkohle des Hauptflözes	P 1955

Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
45	Rosenthaler Mulde, Weststeiermark	Glanzbraunkohle nahe dem Hangend	P 1955
46	Rosenthaler Mulde, Weststeiermark	Brandschiefer, Hangend	P 1955
47	Rosenthaler Mulde, Weststeiermark	Gelbkohle, nahe dem Hangend	P 1955
48	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	P 1955
49	Fohnsdorf	Glanzbraunkohlenstreifen aus Schiefer	P 1955
50	Fohnsdorf	Kohle- und Schieferdurchwachsung aus Bentonit	P 1955
51	Fohnsdorf	Liegendschiefer des Flözes	P 1955
52	Fohnsdorf, Karl-August-Querschlag	Glanzbraunkohle	P 1955
53	Fohnsdorf	Glanzbraunkohlenprobe	P 1957
54	Seegraben, Nordquerschlag	kohlige Substanz aus Brandschiefer	P 1956
55	Seegraben	Glanzbraunkohle	P 1957
56	Tollinggraben	blättriger Brandschiefer	P 1956
57	Kapfenberg	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
58	Oberzeiring, Settner	Glanzbraunkohle	Geol. Inst. Mont. Hochschule
59	Tamsweg	Glanzbraunkohle	P 1956
60	Ratten	stückige Weichbraunkohle	P 1957
61	Ratten	stückige Weichbraunkohle	S 1957
62	Grillenberg	stückige Weichbraunkohle (Xylit)	S 1957
63	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle, stückig (Vitrine)	S 1957
64	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	brandschieferartige Kohle (Durit)	Dr. Tauber
65	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht, Unterflöz	Mattbraunkohle	Dr. Tauber
66	Ritzing-Brennberg, Angerschacht	Mattbraunkohle (Xylit)	Dr. Tauber
67	Leiding	Glanzbraunkohle (Vitrit)	Dipl.-Ing. Lechner
68	Leiding, Zubaustollen	Glanzbraunkohle (Vitrit)	S 1958
68	Leiding	Brandschiefer	S 1958
70	Zöbern	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner

Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
71	Mauer (Melk, N.-Ö.)	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
72	Baumgarthen (Mautern, N.-Ö.)	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
73	Starnstetten (Amstetten, N.-Ö.)	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
74	Mürsberg (Ottenheim, O.-Ö.)	Glanzbraunkohle	Dipl.-Ing. Lechner
75	Starzing (Neulengbach, N.-Ö.)	Glanzbraunkohle	S 1958
76	Starzing (Neulengbach, N.-Ö.)	verkieseltes Holz	S 1958
77	Langau	Weichbraunkohle	P 1956
78	Statzendorf, Unterbank	Mattbraunkohle	P 1956
79	Statzendorf, Unterbank	Mattbraunkohle	S 1958
80	Häring	Glanzbraunkohle	P 1956
81	Häring	Glanzbraunkohle	P 1956
82	Amberg, Niederbayern	Glanzbraunkohle aus dem Hangenden	Werkssammlung der Luitpoldhütte in Amberg
83	Laussa, Rev. Sonnberg, Abbau 5	Glanzbraunkohle	P 1956
84	Unterlaussa, Sandl, Haberfellnerstollen	Kohlenschiefer	P 1955
85	Unterlaussa, Sandl, Liegendes	Kohlenschiefer	P 1955
86	Sandl-Laussa	Glanzbraunkohle (Gagat)	P 1955
87	Weng	Gagat	Ankauf von Fa. Berger (Mödling)
88	Grünbach, Flöz IV	Flammkohle	S 1957
89	Grünbach, Flöz VI	Flammkohle	S 1957
90	Grünbach, Flöz VI	Brandschiefer des Hangenden	S 1957
91	Grünbach, Flöz VIII	Flammkohle	S 1957
92	Grünbach, Flöz VIII	Flammkohle	P 1955
93	Zweiersdorf, Flöz II	Flammkohle	S 1957
94	Zweiersdorf, Flöz III	Flammkohle	S 1957
95	Zweiersdorf, Flöz IV	Flammkohle	S 1957
96	Zweiersdorf, Flöz VI	Flammkohle	S 1957
97	Gresten, Groisgraben	Gaskohle	S 1958

Nr.	Fundort	Art der Probe	Aufsammlung
98	Gresten, Groisgraben	Steinkohlenschmitze aus Brandschiefer	S 1958
99	Bernreuth (Hainfeld, N.-Ö.), Gelände des ehemaligen Bergbaues	Gaskohle	S 1958
100	Gaming	Fettkohle	S 1957
101	St. Anton, Ortgraben	Fettkohle	S 1958
102	St. Anton	Fettkohle	S 1958
103	St. Georgen (Gr.-Hollenstein, N.-Ö.)	Fettkohle	P 1955
104	Lunz	Fettkohle	S 1957
105	Schrambach, Anna-Hochbau	Fettkohle	S 1957
106	Schrambach, Maria-Hochbau	Gaskohle	D. Diamantidi, 1957
107	Schrambach, Maria-Hochbau	Brandschiefer	D. Diamantidi, 1957
108	Schrambach, Maria-Hochbau	Brandschiefer	D. Diamantidi, 1957
109	Schrambach, Maria-Hochbau, Hangendflöz	Fettkohle	D. Diamantidi, 1957
110	Schrambach, Maria-Hochbau, Liegendflöz	Gaskohle	D. Diamantidi, 1957
111	Annaberg, Schmelz (N.-Ö.), Flözausbiß am Waldweg zum Hocheck	angewitterte Fettkohle	S 1957
112	Bleiberg-Kreuth, Ramser Einbau	Kohlenschmitzen (Gagat) im Raibler Schiefer	Dipl.-Ing. Glantschnigg
113	Bleiberg-Kreuth	Carditaschiefer	S 1952
114	Seefeld, Ankerschlag	schwarzer Ölschiefer	P 1955
115	Seefeld, Ankerschlag	schwarzer Ölschiefer	P 1955
116	Seefeld, Ankerschlag	roter Ölschiefer	P 1955
117	Kreuth (Bleiberg, Kärnten), Woschakgraben	schwarzer Ölschiefer	S 1948
118	Turrach	Anthrazit	P 1956
119	Turrach	Anthrazit	Dir. Clar

P = Aufsammlung Prof. Dr. *W. E. Petraschek*

S = Aufsammlung Doz. Dr. *E. Schroll*

Tab. 3 a. *Spurengehalte in Kohlengesteinen und Biolithen,*

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
1	Amaliendorf	Humusschicht	5·4	3	80	50	100	●	●	●
2	Amaliendorf	Torf, braun	7·2	7	80	30	70	●	●	●
3	Amaliendorf	Torf, schwarz	5·3	—	20	10	70	●	●	●
4	Amaliendorf	Holz, Pinus	1·3	—	30	10	70	●	●	●
5	Karlstift	Torf	1·9	—	20	30	70	●	●	●
6	Karlstift	Holz	1·7	—	20	30	70	●	●	●
7	Reichenau, Gr. Pertholz	Torf	1·1	—	80	10	—	●	●	●
8	Karlsbad, Moos	Torf, Sphagnum	1·7	—	—	200	70	●	●	●
9	Neusiedler See, Hansag	Torf, Schilf	9·0	3	10	100	200	—	—	—
10	Schladming	Weichbraunkohle	11·2	—	8	—	—	—	0·5	1
11	Zillingdorf	Weichbraunkohle	9·2	7	—	20	2000	2	—	0·2
12	Zillingdorf	Weichbraunkohle	35·5	2	—	30	500	1	—	0·5
13	Zillingdorf	Weichbraunkohle	48·7	1	—	70	700	1	—	0·7
14	Zillingdorf	Weichbraunkohle	70·4	2	1	30	250	1	—	0·05
15	Ilz	Weichbraunkohle	11·7	—	15	20	750	—	—	0·2
16	Wolkersdorf	Verkieseltes Holz	5·2	<10	80	20	200	●	●	●
17	Turriawald	Weichbraunkohle	12·5	0·3	30	200	150	6	0·6	0·6
18	Turriawald	Weichbraunkohle	7·6	—	100	500	700	90	—	1
19	Wackersdorf	Weichbraunkohle	1·1	350	200	20	300	—	—	2
20	Wackersdorf	Moorkohle	32·9	3	10	100	100	—	—	0·5
21	Ampflwang	Schwelkohle	3·1	—	10	200	50	—	—	—
22	Ampflwang	Schwelkohle	7·3	—	8	100	10	—	—	—
23	Ampflwang, West	Kohlenschiefer	57·1	6	3	200	10	1	—	—
24	Tiefenbach, St. Gilgen	Kohlenmergel	46·4	0·2	1	300	15	—	—	0·05
25	Gradisnik	Mattbraunkohle	9·2	10	25	30	700	—	—	0·1
26	Trimmelkam	Weichbraunkohle	24·2	150	8	700	350	—	—	0·5
27	Trimmelkam	Weichbraunkohle	20·0	10	2	300	200	—	—	0·3
28	Ritzing	Weichbraunkohle	3·6	40	—	100	1000	—	—	—
29	Ritzing	Planorbiskohle	13·7	—	2	5	2 0	—	—	0·1
30	Bubendorf	Weichbraunkohle	12·6	10	20	30	3000	30	—	0·1
31	Höll	Weichbraunkohle	22·2	20	18	150	500	—	—	0·4
32	Tauchen	Weichbraunkohle	1·4	2	25	150	200	—	—	0·5
33	Tauchen	Weichbraunkohle	8·0	1	40	30	100	—	—	—
34	Rein	Verw. Braunkohle	13·8	—	10	10	—	—	—	—

bezogen auf den Aschengehalt (Angaben in g/t)

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
20	200	20	●	15	30	—	100	30	●	10	600	200
20	500	20	●	10	10	●	70	30	●	10	600	200
5	5	30	●	5	5	●	30	10	●	—	200	1500
40	100	100	●	5	10	●	20	7	●	10	100	1000
25	50	200	●	30	25	●	50	10	●	—	500	1000
50	500	800	●	—	—	—	30	20	●	10	180	2000
200	200	100	●	10	10	—	—	7	●	3	200	500
100	70	700	●	20	80	10	100	50	●	—	300	100
20	10	20	—	10	25	—	200	25	—	—	2000	100
100	100	60	—	—	10	—	8	6	6	0·2	100	100
8	20	120	—	10	—	2	20	1	—	2	700	200
20	30	7	—	—	—	5	150	30	—	3	1000	200
80	30	5	—	50	40	2	200	30	—	15	2000	300
15	15	12	—	10	20	2	100	12	0·1	3	1000	500
20	20	10	—	—	10	—	8	6	—	—	200	600
3	5	20	●	10	10	●	30	5	●	—	100	50
70	25	100	—	100	300	0·6	300	12	0·3	16	6000	300
300	50	10	—	15	25	1	700	15	1	1	150	80
80	50	50	—	40	150	—	100	200	—	—	1000	2000
80	30	20	—	10	15	2	300	50	—	5	1%	100
10	6	6	—	50	300	—	200	25	—	—	3000	500
30	20	6	—	50	300	—	50	7	—	—	2000	300
25	10	20	—	20	80	2	500	18	0·2	2	5000	200
8	7	70	—	10	80	0·2	—	4	7	0·2	700	600
5	15	300	—	20	80	10	50	8	—	—	300	200
18	20	400	—	8	40	1	1500	15	—	10	3000	150
20	10	80	—	7	30	1	300	20	—	2	2000	200
100	10	70	—	10	80	—	300	80	—	—	3000	600
25	5	20	—	—	10	—	–	10	2	—	10	3000
80	1	50	—	80	200	5	100	20	—	—	1500	2000
40	6	100	—	80	250	7	300	25	—	10	5000	500
2000	100	600	—	80	400	—	600	5	—	—	200	2000
2	4	60	—	—	<10	—	20	40	—	0·4	200	500
5	35	70	—	50	300	50	70	—	—	—	5000	100

Nr	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
35	Pirka	Kohlenschiefer	68·9	5	—	200	550	3	6	—
36	Pirka	Kohlige Substanz	44·6	13	—	200	400	—	7	—
37	Pirka	Kohlenmergel	62·8	—	—	20	—	—	—	—
38	St. Stefan	Mattbraunkohle	11·0	—	—	30	400	6	12	—
39	St. Stefan	Mattbraunkohle	7·9	0·3	—	200	1000	—	0·3	0·05
40	St. Stefan	Mattbraunkohle	18·1	8	5	200	600	—	—	0·2
41	Liescha	Jaulingit	26·1	10	5	700	60	—	0·1	0·01
42	Loibach	Kohlenschiefer	16·4	0·6	50	200	700	1	—	—
43	Loibach	Kohlenschiefer	82·3	12	8	70	35	1	2	—
44	Bergla	Glanzbraunkohle	34·7	15	2	20	—	—	2	—
45	Rosenthaler Mulde	Glanzbraunkohle	4·1	—	—	20	—	20	—	—
46	Rosenthaler Mulde	Brandschiefer	46·9	0·2	—	20	40	—	—	1
47	Rosenthaler Mulde	Gelbkohle	15·5	3	—	10	100	6	—	1
48	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	45·7	—	1	20	100	—	—	—
49	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	27·0	14	3	20	150	—	—	0·6
50	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	43·7	20	1	70	70	—	7	0·2
51	Fohnsdorf	Liegendschiefer	42·7	30	4	200	200	3	—	0·8
52	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	14·4	—	7	200	—	—	20	—
53	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	49·9	7	1	200	30		—	—
54	Seegraben	Glanzbraunkohle	7·8	7	—	30	500	—	—	—
55	Seegraben	Brandschiefer	10·3	3	—	700	120	6	0·6	0·1
56	Tollinggraben	Brandschiefer	74·6	15	15	300	35	8	4	0·01
57	Kapfenberg	Glanzbraunkohle	15·7	—	—	20	750	—	—	0·3
58	Oberzeiring, Setter	Glanzbraunkohle	11·9	140	500	50	500	3	—	0·3
59	Tamsweg	Glanzbraunkohle	39·5	5	5	30	—	40	—	0·1
60	Ratten	Weichbraunkohle	3·6	0·3	4	10	—	—	3	0·3
61	Ratten	Weichbraunkohle	11·4	7	40	50	80	—	3	—
62	Grillenberg	Weichbraunkohle	12·4	—	20	100	70	—	—	—
63	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle	7·3	10	20	50	1000	—	—	—
64	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle	1·4	—	4	10	200	—	—	1
65	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Mattbraunkohle	6·9	10	20	60	200	—	—	1

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
70	12	12	—	20	70	—	30	3	6	0·6	200	700
50	30	5	—	20	150	—	50	5	7	0·7	300	700
30	10	2	—	—	25	—	10	1	0·2	—	500	700
30	100	90	—	40	50	—	50	4	—	—	500	1000
10	250	65	—	80	100	0·5	200	25	—	6	2000	500
20	20	160	—	50	100	5	180	25	—	18	5000	500
70	20	80	—	40	250	0·5	200	100	—	10	6000	120
20	15	30	—	50	100	3	200	3	—	6	1000	300
6	6	70	—	25	25	—	30	—	—	12	5000	200
12	70	60	—	—	25	—	50	40	6	20	2000	300
10	20	50	—	—	—	—	15	2	—	–	200	500
25	20	100	—	80	80	10	30	10	—	6	60	1500
25	100	120	—	—	10	—	30	5	25	1	90	300
20	40	100	—	80	40	5	200	8	—	20	2000	600
100	40	120	—	25	100	10	200	16	—	20	2000	200
25	50	—	—	40	20	—	10	3	—	—	600	200
10	80	250	—	100	250	4	300	10	3	20	6000	300
80	10	40	—	100	150	—	50	20	20	4	1000	500
40	30	80	—	60	80	—	200	7	—	10	5000	200
150	50	80	—	8	40	—	50	15	—	1	300	200
120	180	180	—	160	400	60	1500	15	1	18	3000	200
4	40	40	—	25	20	1	80	10	4	30	$>1\%$	200
30	10	50	—	10	40	3	10	20	—	3	60	150
20	10	1200	—	10	80	10	200	40	—	0·3	1000	400
30	40	75	—	—	10	—	50	15	–	8	8000	200
5	100	1000	–	—	—	—	3	3	0·3	—	500	3000
10	30	120	—	25	80	3	100	20	—	10	2000	200
20	10	200	—	40	250	—	500	5	—	—	800	2000
30	10	30	—	10	80	—	20	50	—	—	100	600
70	30	30	—	—	<10	—	10	10	—	—	70	500
120	80	200	–	50	200	—	50	30	10	60	$1·5\%$	200

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
66	Anger-schacht	Mattbraunkohle	22·2	3	—	50	2000	—	—	0·2
67	Leiding	Glanzbraunkohle	14·4	30	8	50	70	25	—	3
68	Leiding	Glanzbraunkohle	21·8	3	18	10	70	—	—	—
69	Leiding	Brandschiefer	60·1	—	—	10	—	—	—	—
70	Zöbern	Glanzbraunkohle	3·5	100	300	10	1500	—	—	0·05
71	Mauer, Melk	Glanzbraunkohle	14·0	500	70	50	100	—	—	0·1
72	Baum-garthen, Mautern	Glanzbraunkohle	11·0	250	1	70	60	—	—	1
73	Starnstetten, Amstetten	Glanzbraunkohle	29·9	60	30	70	20	—	—	0·6
74	Mürsberg, Ottenheim	Glanzbraunkohle	16·0	300	30	20	—	—	—	0·5
75	Starzing	Glanzbraunkohle	18·3	35	3	30	70	—	—	—
76	Starzing	Verkieseltes Holz	4·5	—	—	70	70	●	●	●
77	Langau	Weichbraunkohle	20·9	40	—	30	300	—	0·2	0·1
78	Statzendorf	Mattbraunkohle	12·3	300	—	100	—	—	—	0·3
79	Statzendorf	Mattbraunkohle	34·1	200	40	700	200	—	—	0·1
80	Häring	Glanzbraunkohle	4·3	—	1	—	200	—	—	—
81	Häring	Glanzbraunkohle	6·3	5	—	20	—	—	—	—
82	Amberg	Glanzbraunkohle	14·9	6000	100	300	50	50	—	5
83	Sonnberg	Glanzbraunkohle	52·2	400	—	700	400	10	4	1
84	Unterlaussa	Glanzbraunkohle	50·6	10	5	700	100	—	2	—
85	Unterlaussa	Glanzbraunkohle	77·9	12	—	300	100	—	1	—
86	Sandl-Laussa	Gagat	19·4	60	—	700	30	18	—	0·3
87	Weng	Gagat	15·4	30	—	300	100	—	—	0·1
88	Grünbach, Flöz IV	Steinkohle	8·1	4	40	300	120	—	—	—
89	Grünbach, Flöz VI	Steinkohle	20·4	5	10	700	150	—	—	—
90	Grünbach, Flöz VI	Steinkohle	52·7	50	30	1000	100	—	1	0·02
91	Grünbach, Flöz VIII	Steinkohle	3·6	—	—	200	500	—	—	—
92	Grünbach, Flöz VIII	Steinkohle	47·1	15	—	200	40	—	0·2	0·02
93	Zweiersdorf, Flöz II	Steinkohle	8·1	4	50	300	120	—	—	—
94	Zweiersdorf, Flöz III	Steinkohle	6·8	2	10	300	200	—	—	—
95	Zweiersdorf, Flöz IV	Steinkohle	11·8	15	40	70	500	—	—	—
96	Zweiersdorf, Flöz VI	Steinkohle	9·6	12	40	30	100	—	—	—

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
50	20	160	—	25	30	30	50	20	—	4	1500	1000
250	20	15	—	—	—	50	20	20	—	—	150	200
8	3	10	—	—	20	—	10	4	—	—	150	2000
3	—	—	—	—	20	—	<10	—	●	–	<10	50
100	80	—	—	—	10	—	10	50	1	6	200	800
10	6	150	—	10	80	3	100	20	—	3	2000	200
20	10	500	—	20	250	2	50	50	—	60	3000	30
80	30	1000	—	150	250	—	50	30	1	5	2000	500
5	5	5	—	10	20	5	50	20	—	2	2000	600
15	30	20	—	—	—	—	70	30	—	5	6000	200
1	—	10	●	—	20	2	20	3	●	3	100	20
10	4	100	—	20	30	4	20	6	—	6	400	100
5	10	250	—	20	100	—	15	2	—	10	100	50
20	8	200	—	10	—	—	200	150	—	3	100	200
20	10	20	—	50	50	90	300	—	—	2	2000	200
10	—	80	—	10	10	—	20	10	1	4	700	200
1200	500	>1%	—	250	1000	20	3000	800	12	10	8000	100
20	30	50	—	50	500	20	500	16	5	25	2000	700
2	15	20	—	50	400	15	500	25	2	20	>1%	500
3	30	40	—	30	300	8	10	4	1	10	3000	500
15	100	60	—	70	400	60	300	18	0·5	30	2000	300
10	80	100	—	50	300	30	300	20	0·3	10	2500	300
12	20	20	—	25	100	—	250	30	—	10	5000	100
15	25	25	—	40	100	—	200	30	—	5	>1%	100
20	30	100	—	40	100	0·5	200	60	1	20	6000	100
30	15	30	—	10	80	—	100	10	—	30	50	200
8	40	100	—	10	50	0·6	200	16	0·2	20	1800	50
40	20	200	—	10	100	—	300	80	3	3	1%	300
40	25	150	—	20	200	—	50	30	4	6	300	300
25	20	10	—	—	30	—	30	30	5	3	1000	500
20	20	30	—	—	25	—	30	15	—	5	1000	200

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
97	Gresten	Steinkohle	5·3	10	300	300	50	—	—	—
98	Gresten	Kohlenschmitz aus Brandschiefer	1·3	150	500	700	100	—	—	—
99	Bernreuth	Steinkohle	41·9	20	40	400	100	—	—	—
100	Gaming	Steinkohle	9·2	–	80	30	–	10	—	1
101	St. Anton, Ortgraben	Steinkohle	14·3	200	100	70	800	—	—	—
102	St. Anton, Ortgraben	Steinkohle	42·2	15	4	50	400	●	●	●
103	Gr. Hollenstein, St. Georgen	Steinkohle	9·4	75	-	30	180	—	—	—
104	Lunz	Steinkohle	21·1	25	—	100	—	10	—	1
105	Schrambach, Anna-Hochbau	Steinkohle	32·5	70	1	30	300	—	1	
106	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	25·3	120	20	50	200	—	8	—
107	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	58·7	0·2	—	5	100	—	1	—
108	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	75·6	40	2	100	200	—	—	0·01
109	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	15·4	200	150	100	—	●	●	●
110	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	19·8	100	70	7	—	●	●	●
111	Annaberg, Schmelz	Steinkohle	38·7	3	10	70	25	—	—	0·05
112	Bleiberg-Kreuth	Steinkohle	43·9	400	18	30	800	—	—	0·5
113	Bleiberg-Kreuth	Carditaschiefer	—	10	1	70	—	●	●	●
114	Seefeld	Schwarzer Ölschiefer	53·9	1	—	200	20	—	—	0·04
115	Seefeld	Schwarzer Ölschiefer	47·7	—	—	20	—	—	0·2	0·2
116	Seefeld	Roter Ölschiefer	48·5	0·2	—	200	—	—	—	0·06
117	Kreuth, Woschackgraben	Schwarzer Ölschiefer	73·8	—	—	100	—	—	—	0·3
118	Turrach	Anthrazit	2·3	—	—	300	—	—	—	2·5
119	Turrach	Anthrazit	9·1	—	1	50	—	—	—	1

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
200	100	30	—	40	500	—	700	100	-	10	1%	200
100	300	600	—	250	800	—	3000	50	-	10	7000	200
10	10	2	—	—	15	—	400	80	0·2	8	2%	100
5	100	40	—	25	80	—	15	10	—	—	500	1000
30	300	25	—	60	100	—	200	80	6	1	2000	300
8	100	70	—	10	30	—	20	100	●	3	6000	300
40	500	300	—	10	100	—	50	5	18	—	300	10
3	60	20	—	—	30	0·5	100	5	3	5	1000	1000
20	300	3000	—	20	100	—	70	20	2	3	800	100
10	20	250	—	30	100	0·5	70	50	20	4	4000	300
1	10	200	—	5	10	0·6	15	1	8	—	200	5000
10	50	100	—	50	100	0·7	200	100	10	10	4000	200
30	30	100	—	—	10	3	300	30	●	●	5000	5
30	100	100	—	—	30	10	—	30	●	●	300	5
20	80	80	—	20	50	—	400	30	7	1	800	600
10	100	20	—	25	10	3	200	7	0·2	10	1000	1500
15	100	20	●	30	80	—	300	50	●	—	300	80
20	50	200	—	20	100	160	2000	5	5	5	1000	300
1	30	50	—	—	—	8	80	1	3	—	—	300
2	30	200	—	20	100	120	300	0·2	16	1	2000	300
5	15	35	—	20	300	20	300	1	5	—	30	50
500	150	700	50	250	500	—	70	20	—	4	3000	2000
90	40	77	30	—	50	—	50	4		1	700	3000

Tab. 3 b. *Spurengehalte in Kohlengesteinen und Biolithen*

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
1	Amaliendorf	Humusschicht	5·4	0·2	4	2·7	5	●	●	●
2	Amaliendorf	Torf, Braun	7·2	0·5	6	2·2	5	●	●	●
3	Amaliendorf	Torf, Schwarz	5·3	—	1	0·5	4	●	●	●
4	Amaliendorf	Holz, Pinus	1·3	—	0·3	0·1	0·9	●	●	●
5	Karlstift	Torf	1·9	—	0·4	0·6	1·3	●	●	●
6	Karlstift	Holz	1·7	—	0·3	0·5	1·2	●	●	●
7	Reichenau, Gr. Pertholz	Torf	1·1	—	0·9	0·1	—	●	●	●
8	Karlsbad, Moos	Torf, Sphagnum	1·7	—	—	3·4	1·2	●	●	●
9	Neusiedler See, Hansag	Torf, Schilf	9·0	0·3	0·9	9	18	—	—	—
10	Schladming	Weichbraunkohle	11·2	—	0·9	—	—	—	0·06	0·1
11	Zillingdorf	Weichbraunkohle	9·2	0·6	—	1·8	185	0·2	—	0·02
12	Zillingdorf	Weichbraunkohle	35·5	0·7	—	11	180	0·4	—	0·2
13	Zillingdorf	Weichbraunkohle	48·7	0·5	—	35	340	0·5	—	0·3
14	Zillingdorf	Weichbraunkohle	70·4	1·4	0·7	21	175	0·7	—	0·04
15	Ilz	Weichbraunkohle	11·7	—	1·8	2·3	80	—	—	0·02
16	Wolkersdorf	Verkieseltes Holz	5·2	< 0·5	4	1	10	●	●	●
17	Turriawald	Weichbraunkohle	12·5	0·04	4	25	19	0·8	0·08	0·08
18	Turriawald	Weichbraunkohle	7·6	—	8	40	55	7	—	0·08
19	Wackersdorf	Weichbraunkohle	1·1	4	2·2	0·2	3·3	—	—	0·02
20	Wackersdorf	Moorkohle	32·9	1	3	35	35	—	—	0·02
21	Ampflwang	Schwelkohle	3·1	—	0·3	6·2	1·6	—	—	—
22	Ampflwang	Schwelkohle	7·3	—	0·6	7·3	0·7	—	—	—
23	Ampflwang, West	Kohlenschiefer	57·1	3	1·7	110	6	0·6	—	—
24	Tiefenbach, St. Gilgen	Kohlenmergel	46·4	0·1	0·5	140	7	—	—	0·02
25	Grasisnik	Mattbraunkohle	9·2	0·9	2·3	2·8	65	—	—	0·01
26	Trimmelkam	Weichbraunkohle	24·2	36	1·9	170	85	—	—	0·12
27	Trimmelkam	Weichbraunkohle	20·0	2	0·4	60	40	—	—	0·06
28	Ritzing	Weichbraunkohle	3·6	1·4	—	4	35	—	—	—
29	Ritzing	Planorbiskohle	13·7	—	0·3	0·7	27	—	—	0·01
30	Bubendorf	Weichbraunkohle	12·6	1·3	2·5	3·8	380	4	—	0·01
31	Höll	Weichbraunkohle	22·2	4	4	35	110	—	—	0·09
32	Tauchen	Weichbraunkohle	1·4	0·03	0·4	2·1	2·8	—	—	0·01
33	Tauchen	Weichbraunkohle	8·0	0·08	3	2·4	8	—	—	—

bezogen auf das lufttrockene Rohgestein (Angaben in g/t)

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
1	11	1	●	0·8	1·6	—	5	1·6	●	0·5	30	11
1·4	36	1·4	●	0·7	0·7	●	5	2·2	●	0·7	43	14
0·3	0·3	1·6	●	0·3	0·3	●	1·6	0·5	●	—	11	80
0·5	1·3	1·3	●	0·07	0·1	●	0·3	0·09	●	0·1	1·3	13
0·5	1	4	●	0·6	0·5	●	1	0·2	●	—	10	19
0·9	9	14	●	—	—	—	0·5	0·3	●	0·2	3	35
2·2	2·2	1	●	0·1	0·1	—	—	0·08	●	0·03	2·2	6
1·7	1·2	12	●	0·3	1·3	0·2	1·7	0·8	●	—	5	1·7
1·8	0·9	1·8	—	0·9	2·3	—	18	2·3	—	—	180	9
11	11	7	—	—	1	—	0·9	0·7	0·7	0·02	11	11
0·7	1·8	11	—	0·9	—	0·2	1·8	0·1	—	0·2	65	18
7	11	2·5	—	—	—	1·8	55	11	—	1·1	360	70
40	15	2·4	—	24	20	1	95	15	—	7	970	150
11	11	9	—	7	14	1·4	70	9	0·07	2·1	700	350
2·3	2·3	1·2	—	—	1·2	—	0·9	0·7	—	—	23	70
0·2	0·3	1	●	0·5	0·5	●	1·6	0·3	●	—	5	2·6
9	3	13	—	13	35	0·08	35	1·5	0·04	2·0	750	35
23	4	0·8	—	1·1	1·9	0·08	55	1·1	0·08	0·08	11	6
0·9	0·6	0·6	—	0·4	1·7	—	1·1	2·2	—	—	11	22
26	10	7	—	3	5	0·7	100	17	—	1·7	3000	35
0·3	0·2	0·2	—	1·6	9	—	6	0·8	—	—	62	16
2·2	1·5	0·4	—	4	22	—	4	0·5	—	—	150	22
14	6	11	—	11	45	1·1	290	10	0·1	1·1	2900	110
4	3	30	—	5	35	0·1	—	1·9	3	0·1	330	280
0·5	1·4	28	—	1·8	7	0·9	5	0·7	—	—	28	18
4	5	95	—	1·9	10	0·2	360	4	—	2·4	730	35
4	2	16	—	1·4	6	0·2	60	4	—	0·4	400	40
4	0·4	2·5	—	0·4	2·9	—	11	2·9	—	—	110	22
3	0·7	2·7	—	—	<1·4	—	—	1·4	0·3	—	1·4	410
10	0·1	6	—	10	25	0·6	13	2·5	—	—	190	250
9	1·3	22	—	18	55	1·6	65	6	—	2·2	1100	110
28	1·4	8	—	1·1	6	—	8	0·1	—	—	2·8	28
0·2	0·3	5	—	—	<0·8	—	1·6	3	—	0·03	16	40

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
34	Rein	Verw. Braunkohle	13·8	—	1·4	1·4	—	—	—	—
35	Pirka	Kohlenschiefer	68·9	3	—	140	345	2·1	4·1	—
36	Pirka	Kohlige Substanz	44·6	6	—	90	180	—	3	—
37	Pirka	Kohlenmergel	62·8	—	—	13	—	—	—	—
38	St. Stefan	Mattbraunkohle	11·0	—	—	3	44	0·7	1·3	—
39	St. Stefan	Mattbraunkohle	7·9	0·02	—	16	80	—	0·02	0·004
40	St. Stefan	Mattbraunkohle	18·1	1·5	0·9	35	110	—	—	0·04
41	Liescha	Jaulingit	26·1	2·6	1·3	85	16	—	0·03	0·003
42	Loibach	Kohlenschiefer	16·4	0·1	8	35	115	0·2	—	—
43	Loibach	Kohlenschiefer	82·3	10	7	60	29	0·8	1·6	—
44	Bergla	Glanzbraunkohle	34·7	5	0·7	7	—	—	0·7	—
45	Rosenthaler Mulde	Glanzbraunkohle	4·1	—	—	0·8	—	0·8	—	—
46	Rosenthaler Mulde	Brandschiefer	46·9	0·1	—	9	19·8	—	—	0·5
47	Rosenthaler Mulde	Gelbkohle	15·5	0·5	—	1·6	16	0·9	—	0·2
48	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	45·7	—	0·5	9	45	—	—	—
49	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	27·0	4	0·8	5	40	—	—	0·2
50	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	43·7	9	0·4	30	30	—	3	0·1
51	Fohnsdorf	Liegendschiefer	42·7	13	1·7	85	85	1·3	—	0·3
52	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	14·4	·	1	29	—	—	2·9	—
53	Fohnsdorf	Glanzbraunkohle	49·9	4	0·5	100	15	—	—	—
54	Seegraben	Glanzbraunkohle	7·8	0·6	—	2·3	40	—	—	—
55	Seegraben	Brandschiefer	10·3	0·3	—	70	12	0·6	0·06	0·01
56	Tollinggraben	Brandschiefer	74·6	11	11	224	26	6	3	0·01
57	Kapfenberg	Glanzbraunkohle	15·7	—	—	3	120	—	—	0·05
58	Oberzeiring, Setter	Glanzbraunkohle	11·9	17	60	6	60	0·4	—	0·04
59	Tamsweg	Glanzbraunkohle	39·5	2	2	12	—	16	—	0·04
60	Ratten	Weichbraunkohle	3·6	0·01	0·1	0·4	—	—	0·1	0·01
61	Ratten	Weichbraunkohle	11·4	0·8	5	6	9	—	0·3	—
62	Grillenberg	Weichbraunkohle	12·4	—	2·5	12	9	—	—	—
63	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle	7·3	0·7	1·5	4	75	—	—	—
64	Ritzing-Brennberg, Helenaschacht	Glanzbraunkohle	1·4	—	0·06	0·1	2·8	—	—	0·01

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
0·7	5	10	—	7	40	7	10	—	—	—	690	14
50	8	8	—	14	50	—	20	2	4	0·4	140	480
22	13	2·2	—	9	65	—	22	2·2	3	0·3	135	310
19	6	1·3	—	—	16	—	6	0·6	0·1	—	310	440
3	11	10	—	4	6	—	6	0·4	—	—	55	110
0·8	20	5	—	6	8	0·04	16	2	—	0·5	160	40
4	4	30	—	9	18	0·9	35	5	—	3	900	90
18	5	21	—	10	65	0·1	50	26	—	2·6	1600	30
3	2·5	5	—	8	16	0·5	35	0·5	—	1	160	50
5	5	60	—	21	21	—	25	—	—	10	4100	160
4	24	21	—	—	9	—	17	14	2·1	7	700	100
0·4	0·8	2·1	—	—	—	—	0·6	0·1	—	—	8	21
12	9	45	—	40	40	5	14	5	—	2·8	28	700
4	16	19	—	—	1·6	—	5	0·8	4	0·2	14	45
9	18	45	—	35	18	2·3	90	4	—	9	910	270
27	11	30	—	7	27	2·7	55	4	—	5·4	540	55
11	22	—	—	18	9	—	4	1·3	—	—	260	85
4	35	110	—	43	110	1·7	130	4	1·3	9	2600	130
12	1·4	6	—	14	22	—	7	2·9	2·9	0·6	140	70
20	15	40	—	30	40	—	100	4	—	5	2500	100
12	4	6	—	0·6	3	—	4	1·2	—	0·1	23	16
12	19	19	—	17	40	6	150	1·6	0·1	1·9	310	21
3	30	30	—	19	15	0·8	60	8	3	22	>8000	150
5	1·6	8	—	1·6	6	0·5	1·6	3	—	0·5	9	24
2·4	1·2	140	—	1·2	10	1·2	24	5	—	0·04	120	50
12	16	30	—	—	4	—	120	6	—	3	3200	80
0·2	4	40	—	—	—	—	0·1	0·1	0·01	—	18	110
1·1	3	14	—	3	9	0·3	11	2·3	—	1·1	230	23
2·5	1·2	25	—	5	30	—	60	0·6	—	—	100	250
2·2	0·7	2·2	—	0·7	6	—	1·5	4	—	—	7	45
1	0·4	0·4	—	—	<0·1	—	0·1	0·1	—	—	1	7

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
65	Ritzing-Brennberg, Helena-schacht	Mattbraunkohle	6·9	0·7	1·4	4	14	—	—	0·07
66	Anger-schacht	Mattbraunkohle	22·2	0·7	—	11	440	—	—	0·04
67	Leiding	Glanzbraunkohle	14·4	4	12	7	10	4	—	0·4
68	Leiding	Glanzbraunkohle	21·8	0·7	4	2·2	15	—	—	—
69	Leiding	Brandschiefer	60·1	—	—	6	—	—	—	—
70	Zöbern	Glanzbraunkohle	3·5	4	11	0·4	55	—	—	0·002
71	Mauer, Melk	Glanzbraunkohle	14·0	70	10	7	14	—	—	0·01
72	Baum-garthen, Mautern	Glanzbraunkohle	11·0	28	0·1	8	7	—	—	0·1
73	Starnstetten, Amstetten	Glanzbraunkohle	29·9	18	9	21	6	—	—	0·2
74	Mürsberg, Ottenheim	Glanzbraunkohle	16·0	50	5	3	—	—	—	0·08
75	Starzing	Glanzbraunkohle	18·3	6	0·6	6	13	—	—	—
76	Starzing	Verkieseltes Holz	4·5	—	—	3·1	3·1	●	●	●
77	Langau	Weichbraunkohle	20·9	8	—	7	65	—	0·04	0·02
78	Statzendorf	Mattbraunkohle	12·3	35	—	12	—	—	—	0·04
79	Statzendorf	Mattbraunkohle	34·1	70	14	240	70	—	—	0·03
80	Häring	Glanzbraunkohle	4·3	—	0·04	—	9	—	—	—
81	Häring	Glanzbraunkohle	6·3	0·3	—	1·3	—	—	—	—
82	Amberg	Glanzbraunkohle	14·9	900	15	45	8	8	—	0·8
83	Sonnberg	Glanzbraunkohle	52·2	210	—	370	210	5	2·1	0·5
84	Unterlaussa	Glanzbraunkohle	50·6	5	2·5	350	50	—	1	—
85	Unterlaussa	Glanzbraunkohle	77·9	9	—	230	80	—	0·8	—
86	Sandl-Laussa	Gagat	19·4	12	—	140	6	4	—	0·06
87	Weng	Gagat	15·4	5	—	45	15	—	—	0·02
88	Grünbach, Flöz IV	Steinkohle	8·1	0·3	3	24	10	—	—	—
89	Grünbach, Flöz VI	Steinkohle	20·4	1	2	140	30	—	—	—
90	Grünbach, Flöz VI	Steinkohle	52·7	26	16	530	55	—	0·5	0·01
91	Grünbach, Flöz VIII	Steinkohle	3·6	—	—	7	18	—	—	—
92	Grünbach, Flöz VIII	Steinkohle	47·1	7	—	95	19	—	0·1	0·01
93	Zweiersdorf Flöz II	Steinkohle	8·1	0·3	4	24	10	—	—	—
94	Zweiersdorf Flöz III	Steinkohle	6·8	0·1	0·7	20	14	—	—	—
95	Zweiersdorf Flöz IV	Steinkohle	11·8	1·8	5	8	60	—	—	—

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
8	6	14	—	4	14	—	4	2·1	0·7	4	1000	11
11	4	35	—	6	7	7	11	4	—	0·9	330	220
35	2·9	2·2	—	—	—	7	2·9	2·9	—	—	22	29
1·8	0·7	2·2	—	—	4	—	2·2	0·9	—	—	35	440
1·8	-	—	—	—	12	—	<6	—	●	—	6	30
4	2·8	—	—	—	0·4	—	0·4	1·8	0·04	0·2	7	28
1·4	0·8	21	—	1·4	11	0·4	14	2·8	—	0·4	280	28
2·2	1·1	55	—	2·2	28	0·2	6	6	—	7	330	3
24	9	300	—	45	75	—	15	9	0·3	1·5	600	150
0·8	0·8	0·8	—	1·6	3	0·8	8	3	—	0·3	320	100
2·8	6	4	—	—	—	—	13	6	—	0·9	1100	35
0·05	—	0·5	●	—	0·9	0·1	0·9	0·14	●	0·14	4·5	0·9
2·1	0·8	21	—	4	6	0·8	4	1·3	—	1·3	85	21
0·6	1·2	30	—	2·5	12	—	1·9	0·3	—	1·2	12	6
7	2·7	70	—	3	—	—	70	50	—	1	35	70
0·9	0·4	0·9	—	2·2	2·2	4	13	—	--	0·1	85	9
0·6	—	5	—	0·6	0·6	—	1·3	0·6	0·1	0·3	45	13
180	75	>2000	—	35	150	3	450	120	1·8	1·5	1200	15
10	16	26	—	26	260	10	260	8	2·6	13	1000	370
1	8	10	—	25	200	8	250	13	1	10	5000	250
2·3	23	30	—	23	230	6	8	3	0·8	8	2300	100
2·9	19	12	—	14	80	12	60	4	0·1	6	400	60
1·5	12	15	—	8	45	5	45	3	0·08	1·5	400	15
1	1·6	1·6	—	2	8	—	20	2·4	—	0·8	400	8
3	5	5	—	8	20	—	40	6	—	1	>2000	20
11	16	55	—	21	55	0·3	100	30	0·5	11	3200	55
1·1	0·5	1·1	—	0·4	2·9	—	4	0·4	-	1·1	1·8	7
4	19	45	—	5	24	0·3	95	8	0·1	9	850	24
3	1·6	16	—	0·8	8	—	24	7	0·2	0·2	810	24
2·7	1·7	10	—	1·4	14	—	3	2	0·3	0·1	20	20
3	2·4	1·2	—	—	4	—	4	4	0·6	0·4	120	59

Nr.	Fundort	Gesteinsart	Asche %	Ge	Be	Cr	As	Sb	Bi	Ag
96	Zweiersdorf Flöz VI	Steinkohle	9·6	1·2	4	2·9	10	—	—	—
97	Gresten	Steinkohle	5·3	0·5	16	16	2·7	—	—	—
98	Gresten	Kohlenschmitz aus Brandschiefer	1·3	2	7	9	1·3	—	—	—
99	Bernreuth	Steinkohle	41·9	8	17	170	40	—	—	—
100	Gaming	Steinkohle	9·2	—	7	2·8	—	0·9	—	0·1
101	St. Anton, Ortgraben	Steinkohle	14·3	29	14	10	110	—	—	—
102	St. Anton, Ortgraben	Steinkohle	42·2	6	1·7	21	170	●	●	●
103	Gr. Hollenstein, St. Georgen	Steinkohle	9·4	7	—	2·8	17	—	—	—
104	Lunz	Steinkohle	21·1	5	—	21	—	2·1	—	0·2
105	Schrambach, Anna-Hochbau	Steinkohle	32·5	23	0·3	10	100	—	0·3	—
106	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	25·3	30	5	13	50	—	2	—
107	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	58·7	0·1	—	2·9	60	—	0·6	—
108	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	75·6	30	1·5	75	150	—	—	0·01
109	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	15·4	30	23	15	—	●	●	●
110	Schrambach, Maria-Hochbau	Steinkohle	19·8	20	14	1·4	—	●	●	●
111	Annaberg, Schmelz	Steinkohle	38·7	1·2	4	27	10	—	—	0·02
112	Bleiberg, Kreuth	Steinkohle	43·9	180	8	13	350	—	—	0·2
113	Bleiberg, Kreuth	Carditaschiefer	—	10	1	70	—	●	●	●
114	Seefeld	Schwarzer Ölschiefer	53·9	0·5	—	110	11	—	—	0·02
115	Seefeld	Schwarzer Ölschiefer	47·7	—	—	10	—	—	0·1	0·1
116	Seefeld	Roter Ölschiefer	48·5	0·1	—	100	—	—	—	0·03
117	Kreuth-Woschakgraben	Schwarzer Ölschiefer	73·8	—	—	74	—	—	—	0·2
118	Turrach	Anthrazit	2·3	—	—	7	—	—	—	0·06
119	Turrach	Anthrazit	9·1	—	0·09	5	—	—	—	0·09

Cu	Pb	Zn	Hg	Co	Ni	Mo	V	Ga	Tl	Sn	Ti	Mn
1·9	1·9	2·9	—	—	2·4	—	2·9	1·4	—	0·5	100	19
10	5·3	1·6	—	2·1	27	—	37	5·3	—	0·5	530	10
1·3	4	8	—	3	10	—	40	0·7	—	0·1	90	2·6
4	4	0·8	—	—	6	—	170	35	0·1	3	8000	40
0·5	9	4	—	2·3	7	—	1·4	0·9	—	—	45	90
4	45	4	—	9	14	—	29	11	0·9	0·1	290	45
3	40	30	—	4	13	—	8	40	●	1·3	250	130
4	45	28	—	0·9	9	—	5	0·5	1·7	—	28	0·9
0·6	13	4	—	—	6	0·1	21	1·1	0·6	1·1	210	210
7	100	980	—	7	35	—	23	7	0·7	1	260	35
2·5	5	65	—	8	25	0·1	18	13	5	1	1000	75
0·6	6	120	—	2·9	6	0·4	9	0·6	5	—	120	3000
8	40	75	—	40	75	0·5	150	75	8	8	3000	150
5	5	15	—	—	1·5	0·5	45	5	●	●	770	0·8
6	20	20	—	—	6	2	—	6	●	●	60	1
8	30	30	—	8	19	—	150	12	2·7	0·4	310	230
4	45	9	—	11	4	1·3	90	3	0·1	4	440	660
15	100	20	●	30	80	—	300	50	●	—	300	80
11	27	110	—	11	55	85	1100	2·7	2·7	2·7	540	160
0·5	14	24	—	—	—	4	40	0·5	1·4	—	—	140
1	15	100	--	10	50	60	150	0·1	8	0·5	970	150
4	11	26	—	15	220	15	220	0·7	4	—	22	35
12	4	16	1·2	6	12	—	1·6	0·5	—	0·1	70	45
8	4	7	2·7	—	5	—	5	0·4	—	0·09	65	270

Aus der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal
und dem Mineralogischen Institut der Universität Wien

Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedler Sees

Von

E. Schroll und **P. Wieden**

Mit 1 Textabbildung

(Eingegangen am 26. Juni 1959)

Die mineralogische und petrographische Untersuchung von Schlammproben des Neusiedler Sees (Burgenland), über die von den Verfassern (Lit. 3 und 4) an anderer Stelle ausführlich berichtet wird, brachte das interessante Ergebnis, daß der Karbonatgehalt des Seeschlammes zu einem gewissen Anteil dem Gehalt an neugebildetem Dolomit zuzuschreiben ist.

Der Neusiedler See ist ein abflußarmer Steppensee mit stark salzhaltigem Wasser, das im Jahresdurchschnitt 1958 (10 Analysen) nachfolgende Zusammensetzung aufweist (siehe auch *A. Knie* [Lit. 2]):

Mg^{2+}	104·1 mg/l
Ca^{2+}	21·9
Na^{1+}	328·1
K^{1+}	24·0
Cl^{1-}	198·8
SO_4^{2-}	408·7
CO_3^{2-}	61·6
HCO_3^{1-}	503·2
Abdampfrückstand	1495·5
ph	8·8

Die Zuflüsse des Neusiedler Sees weisen alle eine wesentlich größere Härte auf. Die Wulka, das größte zufließende Gewässer zeigte bei einer Probenahme (3. April 1958) Gehalte an Ca von 80 mg/l und an Mg von 37 mg/l.

Der See wirkt gleichsam als Enthärtungsanlage, in der die Härtebildner vor allem als Dolomit ($CaMg[CO_3]_2$) und Kalzit ($Ca[CO_3]$) ausgeschieden werden. Beachtlich erscheint dabei der Überschuß an Mg^{2+}-Ion gegenüber dem Ca^{2+}-Ion im Seewasser.

Der Seeschlamm enthält nach chemischen Analysen bei 14 Proben:

CaO	4·5—21·1%	Ø 14·2%
MgO	4·1—11·0%	Ø 6·8%

Der Dolomit wurde zuerst auf differentialthermoanalytischem Wege festgestellt.

Die Proben wurden im lufttrockenen Zustand mit einer automatischen DTA-Apparatur (System Dr. Linseis) untersucht. Die Aufheizungsgeschwindigkeit betrug 10° pro Minute, als Thermoelement wurde Pt-Rh und ein Drittel der maximalen Empfindlichkeit verwendet.

Die röntgenographische Untersuchung, die mit einem Philips-Zählrohrgoniometer ($Cu\text{-}K_\alpha$-Strahlung) durchgeführt wurde, bestätigte dieses Ergebnis. Neben Dolomit wurde auch Protodolomit nachgewiesen. Dem Neusiedler See wird zwar durch den Wulkabach rezent neben Quarz, Feldspäten (vorwiegend Plagioklasen), Glimmern und tonigen Substanzen auch etwas Kalkspat und Dolomit zugeführt, wie röntgenographische Untersuchungen der transportierten Schlämme dieses Gewässers ergeben haben. Diese Beobachtung schließt aber die authigene Bildung von Dolomit und Kalkspat nicht aus. Röntgenographische Untersuchungen an Proben eines Seeschlammprofiles (0—60 cm) zeigten in der noch an organischen Substanzen reichen dunkleren Oberflächenschicht die breiten Reflexe kolloidaler Karbonate, insbesondere „Protodolomit". Die helleren tieferen Schichten enthalten dagegen auch in der Feinfraktion (unter 0·05 mm) nur kristalline Anteile von Kalkspat und Dolomit. Protodolomit war nicht mehr nachweisbar.

Graf und *Goldsmith* (Lit. 1) beschreiben die Bildung von normalem Dolomit unter Laboratoriumsbedingungen in einigen Wochen bei erhöhter Temperatur (über 200° C) aus wässerigen Lösungen. In geringeren Zeitabschnitten und bei tieferen Temperaturen wurde eine dolomitähnliche Verbindung erhalten, in deren Gitter sich die Ca- und Mg-Ionen in ungeordneter Verteilung befinden. In diesem Zustand kann bis zu 10 Molprozenten mehr $CaCO_3$ angereichert sein als dem Idealfall des Dolomites entspricht. Das erhaltene Produkt wurde „Protodolomit" genannt.

Die chemisch-physikalischen Bedingungen des Neusiedler-See-Wassers bedingten vermutlich die Fällung kolloidaler Karbonate, Bildung von Protodolomit und seine Umwandlung in Dolomit. Dieses vorzügliche Beispiel einer Dolomitbildung in der nächsten Nähe Wiens soll der Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Eine elektronenmikroskopische Untersuchung zeigt abschließend das Bild eines solchen Dolomitschlammes bei 20.000facher Ver-

Abb. 1. Schlamm des Neusiedler Sees (Probe A 26) bei 20.000facher Bildvergrößerung.

größerung (Abb. 1). Die Aufnahme weist neben relativ großen Glimmern (G), die bereits angegriffen erscheinen, Einzelkristalle von Dolomit (D), Haufwerk von Dolomitkristallen und feinnadelig ausgebildete, zum Teil verfilzte Kristalle auf, die noch nicht gedeutet werden konnten. Die gezeigte Probe enthält einen sehr niederen Kalzitgehalt (10% des Gehaltes an errechnetem Dolomit).

Für die weitgehende Förderung der vorliegenden Arbeit danken wir dem Landesgeologen des Burgenlandes, Herrn Regierungsrat Dr. *A. Tauber* (Wien), für die Durchführung der röntgenographischen Untersuchung Herrn Dozenten Dr. *A. Preisinger* und Frau Dr. *E. Stepán* (Mineralogisches Institut der Universität Wien) sowie für die elektronenoptische Untersuchung Herrn Dr. *H. Mahl* (Elektronenoptische Abteilung der Firma Carl Zeiss, Oberkochen).

Literatur

1. *Graf, D. L.*, und *J. R. Goldsmith*, Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. J. Geol. 64 (1956), 173—186. — 2. *Knie, A.*, Über den Chemismus der Wässer des Seewinkels, der Salzsteppe Österreichs. Jb. d. Wassers 25 (1959). — 3. *Schroll, E.*, Zur Geochemie und Genese der Wässer des Neusiedler Seegebietes. Wiss. Arbeiten aus dem Burgenland 23 (1959), 55—64. — 4. *Wieden, P.*, Sedimentpetrographische Untersuchung des Schlamms vom Neusiedler See (Burgenland). Wiss. Arbeiten aus dem Burgenland 23 (1959), 74—80. — 5. *Tauber, A. F.*, und *P. Wieden*, Zur Sedimentfolge im Neusiedler See. Ibid. 23 (1959), 68—73.

Aus dem Institut für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde der Bergakademie Clausthal

Ein Vergleich der Ergebnisse von A. Bianchi und F. Karl über die granitischen Gesteine des Zillertales und des Großvenedigers (Hohe Tauern)

Von

F. Karl und **G. Morteani**

Mit 4 Textabbildungen

(Eingegangen am 10. August 1959)

I. Einleitung

Im Rahmen der petrographischen Vergleichsuntersuchungen zwischen Tauerntonalitgraniten und einigen periadriatischen Tonalitvorkommen von *F. Karl* (1959) war es zeitlich und räumlich nicht möglich, auf die umfangreichen petrographischen Untersuchungen von *A. Bianchi* (1934) über die Gesteine des italienischen Anteiles des Großvenedigers und der Zillertaler Alpen gebührend einzugehen. Ebenso konnten die geologischen Ergebnisse von *Dal Piaz* (1934) aus dem gleichen Raume noch nicht mit den Kartierungsarbeiten von *O. Schmidegg* und *F. Karl* im Venedigergebiet verglichen werden.

Hinsichtlich der Petrographie und da speziell betreffend die granitischen, granodioritischen und tonalitischen Gesteinstypen soll dies in dieser Arbeit mit der erforderlichen Ausführlichkeit geschehen. Besprechung und Vergleiche mit den geologischen Ergebnissen von *Dal Piaz* sowie die Petrographie der Schieferhüllgesteine sollen an anderer Stelle erfolgen.

In der Petrographie der Hohen Tauern gibt es neben den Arbeiten von *F. Becke* (1903, 1906, 1912), *F. Angel* und *R. Staber* (1937, 1952) und *Cornelius-Clar* (1939) keine so gründliche und speziell petrochemische Untersuchung als die vorliegende von *A. Bianchi*. 42 chemische Analysen vom Autor selbst angefertigt und weitere 18 Analysen von *S. Morgante* und 11 von anderen Analytikern aus einem relativ eng begrenzten Raum sind als unein-

geschränkt wertvollstes Ergebnis dieser Untersuchungen anzusehen, insbesondere, weil sie vom kartierenden Feldpetrographen entnommen und zum größten Teil auch angefertigt wurden. Sie bilden damit in der Analysensammlung der Tauerngesteine ein Fundament, von dem aus die bei *F. Becke* veröffentlichten Analysen (1913) und die vereinzelt erschienenen neueren Analysen (vgl. *F. Angel,* 1954) neu zu ordnen und zu besprechen wären. Auch die mikroskopischen Beschreibungen und die mineraloptischen Bestimmungen der einzelnen Gesteinstypen sind vorbildlich, so daß im Verein mit dem geologischen Teil von *Dal Piaz* ein vorbildlich geschlossenes Werk vorliegt, wie es in der Literatur zur Petrographie der Ostalpen bisher nur selten zu finden ist.

Es muß erstaunen, daß diese nicht nur regionalpetrographisch, sondern auch in der Arbeitsmethode beispielhafte Untersuchung in der deutschsprachigen Ostalpenliteratur bisher (das sind 25 Jahre!) nur in einem vierseitgen Referat von *H. P. Cornelius* (1936) gewürdigt wurde und in vielen petrographischen Arbeiten gar nicht erwähnt ist.

Da die Untersuchungsergebnisse von *A. Bianchi* unter anderem in der aktuellen Frage nach dem Alter der „Zentralgneise" ausgewertet sind und hierbei *Bianchi* in der Alterseinstufung der sogenannten Zentralgneise als auch hinsichtlich der Vergleichbarkeit mit den periadriatischen Tonaliten zu anderen Ergebnissen als *F. Karl* (l. c.) kam, soll bei der Besprechung der in Frage kommenden Gesteinsarten versucht werden, inwieweit die genetische Interpretation *Karls* auch für die Beobachtungen *Bianchis* anwendbar ist. Zu diesem Zwecke seien die geologisch-petrographischen Ergebnisse von *F. Karl* im folgenden kurz zusammengefaßt:

1. Innerhalb der granitischen Massen in den Hohen Tauern existieren mit großer Wahrscheinlichkeit Tonalitgranite bis Tonalitgranitgneise alpidischen Alters neben Augen- und Flasergranitgneisen voralpidischen Alters.

2. Die Tonalitgranite sind tauernkristallin modifizierte, ehemalige Tonalite bis Granite vom gleichen Gesteinsstamm wie die periadriatischen Tonalite und Granite. Die Augen- und Flasergranite hingegen sind tauernkristalline, ehemals stofflich homogene Normalgranite, die wahrscheinlich mit ähnlichen Graniteinschaltungen im Altkristallin der Tauernschieferhüllen sowie in den altkristallinen Bereichen südlich und östlich der Hohen Tauern und im Ötztal vergleichbar sind.

3. Unter den gneisigen Varietäten in und um die Tonalitgranitkerne der Hohen Tauern konnten „tonalisierte" Biotit-Plagioklas-

Paragneise („Tonalitische Gneise") von verschieferten Tonalitgraniten abgetrennt werden.

4. Die Tonalitgranite der Hohen Tauern sind nach Abzug der Veränderung durch die Tauernkristallisation mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten stofflich wie gefügemäßig vergleichbar; sie sind geologisch als Erstarrungsprodukte in höherem Krustenniveau (Hochplutone) zu kennzeichnen.

5. Das Alter der Immigration von Tonaliten und Graniten im Tauernzentralbereich wird nach Auswertung feldgeologischer und mikroskopischer und sedimentpetrographischer Ergebnisse mit der Wende Kreide/Tertiär festgelegt, womit in einem die Dauer der Tauernkristallisation vom Alttertiär bis zum Oligozän einzuengen war.

II. Besprechung der Ergebnisse von A. Bianchi

Bevor auf die einzelnen Gesteine eingegangen wird muß gesagt werden, daß *Bianchi* (insbesondere aber *Dal Piaz* im geologischen Teil) vom Großkonzept der Deckenlehre (nach *E. Staub)* beeinflußt sind, weshalb auch die interessantesten genetischen Fragen wie Einheitlichkeit und das Alter des sogenannten Zentralgneises ebenso auch dessen Vergleichbarkeit mit den periadriatischen Intrusiva im voraus gelöst erschienen. Es galt also einmal mehr etwas zu belegen, was die Deckenlehre als gegeben voraussetzt. In diesem Sinne ist auch die programmatische Erklärung in der Einleitung zu verstehen: „Ich behaupte, die genetische Einheit und die metamorphe Natur des gesamten Massives (Zillertaler und Tuxer Kamm, d. Ref.) sei es in der massig körnigen als in der schiefrigen Facies." Ebenso einleuchtend erscheint es unter dieser Überschrift, daß der Petrograph *Bianchi* seine Hauptaufgabe darin sah, die geologisch-tektonisch vorgegebene „Einheit des Massives" nunmehr in Gesteinstypen petrographisch beschreibend zu gliedern, worin das nach unserer Meinung große Verdienst dieser Untersuchung liegt.

Bianchi gliedert die Gesteinsbeschreibung in

1. Gesteine der Ahrntaler Alpen und des oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen),

2. Gesteine der Dreiherrenspitz- und der Greiner-Serie und die Formation der Kalkphyllite mit Ophiolithen,

3. die schichtig-kristallinen Gesteine der ostalpinen Decken,

4. das Tonalitmassiv des Riesenferner und der Granodioritkern der Cima di Vila (Zinsnock),

5. kleine Tonalitkerne entlang der Pustertallinie.

Für unsere Betrachtung interessieren die Beschreibungen zu 1 und 4, welche nachfolgend in der Reihenfolge wie bei *Bianchi* abgehandelt werden sollen.

1. Gesteine der Ahrntaler Alpen und des Oberen Zemmgrundes

Diese Gesteinsgesellschaft ist als tektonische Einheit (Decke des Großvenedigers) zusammengefaßt. In ihr dominieren *„schichtige oder massige granodioritische Orthogneise mit normaler Biotit-reicher Facies."* Die Bezeichnung „Gneis" soll die metamorphe Natur der Gesteinsgruppe kennzeichnen. Ihr Mineralbestand wird folgend angegeben: Quarz, Plagioklas (An_{20-30}), Orthoklas, Mikroklin, Biotit, wenig Muskowit, Klinozoisit, Epidot und vereinzelt Hornblende. Als Akzessorien sind genannt: Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Granat, Magnetit, Orthit, Kalzit. Wichtig ist die Feststellung, daß die heute nur mehr schwach zonaren Plagioklase vormetamorph starken Zonarbau besaßen, der in der Mikrolithenverteilung abgebildet wird. Bemerkenswert ist auch, daß Orthoklas ($2\,V_x$ 62—64°) neben Mikroklin erkannt wurde.

Aus dieser Beschreibung wie aus den Ortsangaben der Vorkommen ist evident, *daß unter dieser Gesteinsgruppe die „Tonalitgranite" und „Tonalitischen Gneise", wie sie nach F. Karl benannt und petrogenetisch abgetrennt wurden, zusammengefaßt sind.* Dies kommt unter anderen in der Feststellung *Bianchis* zum Ausdruck, daß die massigen Typen gefüllte Plagioklase besitzen, welche hingegen in den schiefrigen Typen mit Zunahme der Verschieferung immer seltener zu finden sind.

Nach den geologischen Ergebnissen von *F. Karl* ummanteln oft die Tonalitischen Gneise als „tonalitisierte" ehemalige Biotitplagioklasparagneise die massigen Tonalitgranite.

Die bei *F. Karl* angeführten Argumente für die Paragesteinsnatur der Tonalitischen Gneise sind: Vorherrschend inverse Außenzonen bei Plagioklasen (An_{10-30}) und auffallend geringe Mikrolithenfüllung; Albitbildung (An_{10-0}); stets vorhandene Muskowite und höherer Granatgehalt als in den Tonalitgraniten, im Felde oft eindeutige Übergänge zu nicht „tonalitisierten" Biotit-Plagioklasparagneisen und Einlagerungen von Metabasitlinsen. Trotz dieser Argumente ist es makroskopisch, in Einzelfällen aber auch mikroskopisch nicht immer sicher entscheidbar, ob tonalitisierte Paragneise oder stark verschieferte Orthogranite vorliegen, weshalb auch die Deutung *Bianchis*, daß Verschieferung zur Verarmung an Plagioklasmikrolithen führt, sicher zum Teil, *aber nicht generell*,

Berechtigung hat. In solchen Fällen fehlt aber nach den Ausführungen bei *F. Karl* der Großkornmuskowit, der Albit und meist auch der Inversbau der Oligoklase. Dieser Gesteinstypus wird von *Karl* im Gegensatz zu den Tonalitischen Gneisen als „Tonalitgranitgneise" bezeichnet und damit als Orthogneis verstanden. Auch dem Wesen der Genese als mehr oder weniger tonalitisierte Paragneise, die ihre „Tonalitisierung" bei der syntektonischen Tonalitintrusion und der darauf folgenden Tauernkristallisation erhielten, entspricht durchaus die mitunter schwierige Abtrennung von Orthogneisen, so daß in dieser Frage neben der qualitativen Unterscheidung auch die quantitative Trennung ein wichtiges Faktum wird und in der unterschiedlichen genetischen Deutung zwischen *Karl* und *Bianchi* große Bedeutung erlangt.

Bei solcher Gegebenheit sind daher ehemalige Kontakte zwischen Intrusiv und Hüllgestein an der Grenze zwischen Tonalitgranit und Tonalitischem Gneis zu suchen, während nach *Bianchis* petrogenetischer Zusammenfassung der beiden Typen als „Ortoscisti" diese Kontakte mitunter bedeutend weiter im Hangenden erwartet werden.

An Einzelheiten sei noch hervorgehoben, daß *Bianchi* auf kleinkörnige Titanite als typische Begleiter bei Biotiten, Amphibolen und Chloriten sowie auf einen bemerkenswerten allgemeinen Eisenmangel des Gesteins hinweist, was wie bei *Karl* als Folge der erlittenen Metamorphose dieser Gesteine verstanden werden muß.

Als nächster Gesteinstyp wird ein *„granodioritischer Orthogneis mit Biotit-reicher und schichtiger Augenstruktur"* abgetrennt, der aber nach Analysenvergleich und Mineralbestand wohl als augenführende Varietät der Tonalitgranitgneise bei *Karl* zu verstehen ist.

Weiters beschreibt *Bianchi „Granitische Orthogneise mit zwei Glimmer- und massiger und schichtiger Textur"*. Diese sind unserer Meinung nach wahrscheinlich als saure magmatische Begleiter der Granodiorite in der Gesteinsgruppe Tonalite bis Granite bei *Karl* einzuschließen. Nach *Bianchi* liegt der Unterschied zu den granodioritischen Orthogneisen in der Zunahme des Quarzgehaltes, im Vorhandensein von Orthoklas und Mikrolin und im Auftreten von Albit (An_{6-7}) neben Oligoklas (An_{18-23}). Aus der Ortsangabe könnten aber in dieser Gruppe zum Teil „Tonalitische Gneise" nach *Karl* mit erfaßt sein.

Unter dem Namen *granosyenitische bis syenitische Orthogneise* beschreibt *Bianchi* Quarz- und Muskowit-arme Biotitorthogneise mit einschlußarmen Plagioklasen (An_{20-25}), welche deutlich über

Orthoklas ($2\,V_x$ 56—64°) vorherrschen. Daneben existieren Albite ($An_{8\text{–}10}$). Als Besonderheit werden bei den Epidoten Manganepidotkerne genannt, weiters Zonarbau z. B. Klinozoisit mit Epidotkern oder Epidot mit Orthitkern. Wichtig erscheint uns weiters die Erwähnung, daß in aplitischen Schlieren besonders reichlich Apatit auftritt.

Nach diesen Beschreibungen wäre das Gestein möglicherweise mit dem bei *Karl* (S. 76 und 82) beschriebenen Tonalitischen Gneisen in Kontaktnähe zum immigrierenden ehemaligen Tonalit vergleichbar. *Bianchi* deutet es in der petrochemischen Auswertung (S. 65) als eine Sonderdifferentiation des Granodiorites in Richtung Syenit.

Weiterhin unterscheidet *Bianchi „Tonalitische und dioritische Orthogneise mit Biotiten und Amphibolen"*, deren Kennzeichnung sich sehr gut mit den tonalitähnlichsten Typen der Tonalitgranite *Karls* deckt. Bianchi beschreibt unter anderem: Bei den Feldspaten dominieren Oligoklas—Andesine ($An_{30\text{–}35}$), die oft als gefüllte Porphyroblasten neben kleiner körnigen, ungefüllten Oligoklasen auftreten. Schwach vorhandener Zonarbau ist selten invers. Kalifeldspat tritt zurück und ist nur als etwas Na-reicher Orthoklas ($2\,V_x$ 59—61°) vorhanden. Die Quarzmenge nimmt gegen die dioritischen Typen deutlich ab. Biotit ist oft mit Chlorit verwachsen, die Hornblenden zeigen typischen Pleochroismus (α = gelb, β = grün, γ = bläulich-grün) mit Auslöschungsschiefen $c : \gamma$ 17—19° und $2\,V_x$ 81°. Die Epidote sind allgemein eisenarm. An Akzessorien werden angegeben: Titanit, Granat, Apatit, Zirkon.

Besonders vergleichbar mit *Karls* Tonalitgraniten ist das Zurücktreten der Kalifeldspate (bei *Bianchi* als Orthoklas, bei *Karl* als Aor/Mikr. bezeichnet), die Existenz zweier Plagioklasausbildungen und zwar gefüllte Porphyroblasten, die bei *Karl* als $Plag_a$ (= vormetamorphe Tonalitplagioklase) bezeichnet werden und ungefüllte Oligoklase im Zwischengefüge, die *Karl* als $Plag_n$ (= tauernkristalline Oligoklasneubildung) unterscheidet. Ebenso vergleichbar sind die optischen Daten der Hornblenden, die bei *Karl* als barroisitische Hornblenden bestimmt wurden. Daß *Bianchi* Plagioklase mit etwas höheren An-Gehalten angibt, entspricht den Verhältnissen im oberen Zemmgrund, wo unterschiedlich zum Venedigerbereich häufiger basischere Varietäten innerhalb der Tonalitgranite auftreten.

Auch chemisch ist die Vergleichbarkeit gut, wenn man die Analysen von *Bianchi* (Nr. 7, 15, 17) und jene von *Karl* (M_2, M_4 und C_7 in dieser Arbeit) betrachtet, obgleich dazu eingeschränkt werden muß, daß die stoffliche Inhomogenität innerhalb der Tonalitgranite

bei dem Vergleich einzelner Analysen Zufälligkeiten nicht ausschließt.

Innerhalb dieser Gesteinsgruppe der „Tonalitischen und dioritischen Orthogneise mit Biotiten und Amphibolen" widmet *Bianchi* ein besonderes Kapitel den Plagioklasen. Nach der Angabe der oben bereits referierten optischen Daten sagt er im Zusammenhang mit der Mikrolithenverteilung wörtlich: „Die deutlichen Spuren eines ehemaligen Zonarbaues . . . sind in der Hauptsache hervorgehoben durch die Ringe, welche Klinozoisit- und Muskowitkörner aufbauen." Zur Untermauerung dieser Deutung wird eine photographische Abbildung (Tafel VII, Fig. 3) von so überzeugender Eindeutigkeit gezeigt, wie sie *Karl* nicht zur Verfügung stand. Nach diesem Bild ist entgegen der Meinung von *O. H. Erdmannsdörffer* (1945) wohl erwiesen, daß die Mikrolithenringe keine Abbildung einer Grenzreaktion sind und daß in den alpinen Plagioklasen sehr wohl ehemalig starker Zonarbau existierte.

Bianchi nahm sich die Mühe, den auf Tafel VII, Fig. 3 gezeigten Plagioklasporphyroblasten (samt seinen Einschlüssen) herauszupräparieren und chemisch zu analysieren. Das Ergebnis wurde auf den Mineralbestand zurückgerechnet und erbringt 60% Ab, 27% An, 4% Or, 3% Muskowit und 6% Klinozoisit, wofür die Bestimmung des An-Gehaltes mit dem U-Tisch (An_{30-32}) einen Anhalt lieferte. Von *G. Morteani* wurde wie bei *Karl* unter Abzug der 4% $Or_{70}Ab_{30}$ und alles weiteren K_2O und H_2O (als zugeführt angenommen) mit Hilfe der verbleibenden Al_2O_3-Menge die Basizität des Plagioklases vor seiner Mikrolithenfüllung bestimmt. Es ergab nach den Tabellen von *Philipsborn* (1933) einen Plagioklas mit zirka 34% An (nach dem Wert für SiO_2 An_{36}, nach CaO An_{37} und nach Na_2O An_{36}). Dieses Ergebnis paßt zu der sehr geringen Klinozoisit- und Epidotmenge von 6 Mol%, wie es *Bianchi* aus der Analyse zurückgerechnet hat. Die Klinozoisitmenge ist aber für einen typischen Tonalitgranitplagioklas wie sie *Karl* beschreibt, viel zu gering. Integrationen von 11 Tonalitgranitplagioklasen bei *Karl* (S. 45) geben im Mittel nahezu 50 Gew.% Klinozoisit [1] und erreichen daher bei der Verrechnung entsprechend höhere An-Gehalte. Das Ergebnis des Rückrechnungsversuches des von *Bianchi* abgebildeten Plagioklases zu einem vormetamorph ungefüllten Plagioklas würde nach *Karl* viel besser einem Plagioklas eines kalifeldspatreichen Tonalites (Adamellit) entsprechen, wes-

[1] Hier ist aber zu bemerken, daß der bei der Integration von Gesteinsproben zu den Modalanalysen errechnete Korrekturfaktor, betreffend Körnchen mit Durchmesser < Schliffdicke noch nicht berücksichtigt wurde, so daß die Gewichtsprozente und die errechneten An-Gehalte etwas zu hoch liegen dürften.

halb der zur Analyse gewählte Plagioklasporphyroblast nicht als typisch für die beschriebene Gesteinsgruppe der „Tonalitischen und dioritischen Orthogneise usw." anzusehen wäre.

Hinsichtlich der *basischen Einschaltungen* in der Serie der verschiedenen Orthogneise (Tonalitgranite) beschreibt *Bianchi* abgegrenzte Gesteinsbereiche aus kleinkörnigen biotitreichen Orthogneisen und biotitreiche Schlieren nach ihren petrochemischen Daten als dioritische Facies mit lamprophyrischer Tendenz. Amphibolitisch-gabbroide Orthogneise werden als femisch differenzierte Facies bezeichnet und amphibolitische Linsen mit Chlorit und Biotit allgemein als femische Konzentrationen, wobei aber Fremdgesteinsschollen von Plagioklasgneisen und deren eingelagerte Chlorit- oder Biotitamphibolite genannt sind. Sieben Vollanalysen, von *Bianchi* ausgeführt, werden angegeben.

Die Typen, welche unter dioritischer Facies mit lamprophyrischer Tendenz betitelt sind, bestehen mineralogisch aus Biotit, wenig grüner Hornblende, Chlorit, Quarz, schwach gefülltem Oligoklas und Orthoklas. (Akzessorien: Epidot, Titanit, selten Apatit, Zirkon, Rutil, Granat). Kalifeldspat kann vom umgebenden „granodioritischen Orthogneis" eingewandert sein.

Für die Fremdschollen von Plagioklasgneisen wird Quarz, inverser Plagioklas (Oligoklas/Andesin) und Hornblende ($2\,V^x$ 72—75°, γ = hellblau-grün) mit wahrscheinlich Rutileinschlüssen als staubförmige Trübung im Kern angegeben. In Chlorit oder Biotit-Amphibolitschollen wurden Ca-reichere Plagioklase (Andesin und Labrador) und wenig Quarz beobachtet, daneben aber noch Fe-reichere Hornblenden mit rutilgefüllten Kernen ($2\,V_x$ 85°).

Im Vergleich mit den Untersuchungen von *Karl* besteht in der Beschreibung wie in der genetischen Deutung volle Übereinstimmung bezüglich der Fremdgesteinsschollen von ehemaligen Plagioklasgneisen und Amphiboliten. Femische Differentiate des Tonalitgranites wurden in diesem Zusammenhang bei *Karl* nicht beschrieben.

Bianchi untersucht im weiteren die Aplit- und Lamprophyrgänge und erstellt dazu 7 Vollanalysen. Die Auswertung der Analysen nach Niggli-Parameter ergibt für Aplite Übergänge von normalgranitischen Apliten über Na-Granitaplite zu Dioritapliten. Bei den Lamprophyren werden aus dem Chemismus Malchite, Kersantite, tonalitische und gabbrodioritische Porphyrite bestimmt, die nach Gefüge und mineralogischer Zusammensetzung auch als kleinkörnige, femische Orthogneise mit lamprophyrischer Tendenz zu bezeichnen wären.

2. Der Chemismus der Orthogesteine und deren genetische Einteilung

Mit ein wichtiger Grund für diese Betrachtung ist es, die petrochemischen Ergebnisse *Bianchis* mit dem von *Karl* veröffentlichten Analysenmaterial zu vergleichen und auszuwerten. Dazu sind in

Tab. 1. *16 Analysen von A. Bianchi aus den „Orthogneisen" des oberen Ahrn-* und 17 sind nach dem Mineralbestand in der Beschreibung bei *Bianchi* als 12, 14 und 16 als

	4	6	7	8	9	13	15	17
SiO_2	67·82	55·80	56·55	54·03	48·95	67·42	63·37	59·23
TiO_2	0·46	0·75	0·90	1·07	1·38	0·42	1·15	0·57
ZrO_2	0·02	0·05	0·01	0·02	—	0·03	0·05	0·03
P_2O_5	0·13	0·23	0·20	0·26	0·19	0·21	0 23	0·28
Al_2O_3	15·73	19·23	17·22	17·08	19·08	16·01	16·18	17·14
Ce_2O_3	Sp.	—	—	—	—	Sp.	—	—
Fe_2O_3	2·52	2·52	3·40	2·60	6·08	1·05	2·27	2·37
FeO	1·03	3·21	3·88	6·09	3·45	2·21	2·79	4·50
MnO	0·07	0·10	0·14	0·10	0·20	0·03	0·11	0·08
MgO	1·13	2·17	4·97	4·58	5·22	1·34	2·08	2·93
CaO	3·38	3·72	6·36	5·70	8·00	4·06	5·28	6 12
BaO	0·06	0·06	0·04	0·07	0·02	0·05	0·05	0·04
K_2O	2·89	3·54	2·40	3·94	2·35	3·01	2·10	1·95
Na_2O	4·18	6·83	3·05	3·02	3·46	3·71	3·66	3·30
H_2O^-	0·19	0·27	0·16	0·29	0·32	0·12	0·22	0·29
H_2O^+	0·59	0·95	0·49	0·94	1·14	0·24	0·42	0·66
CO_2	—	0·35	—	Sp.	Sp.	Sp.	—	0·28
S	0·01	—	—	—	0·02	0·02	0·02	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0·01	—	—	—	—	0 02	—	—
—O S Cl	—0·01	—	—	—	—0·01	—0·02	—0·01	—
Summe	100 21	99·78	99·77	99·79	99·85	99·93	99 97	99·77

Tab. 1 alle hier ausgewerteten Analysen aus der Arbeit von *Bianchi* zusammengefaßt.

Den Hauptzweck der petrochemischen Auswertung sieht *Bianchi* in der Feststellung einer einheitlichen Differentiationsreihe und damit einer einheitlchen Genese aller Orthogesteine der Ahrntaler Alpen. *Bianchi* schreibt wörtlich (S. 65—66): „. . . es zeigt sich:

1. eine Differentiation, wie sie bei den Magmatiten der Alkalikalkreihe typisch ist und der Beweis einer ursprünglich genetischen Einheit der Haupttypen der Orthogneise des Massivs.

2. Beachtliche Ähnlichkeiten und chemische Beziehungen zwischen den verschiedenen Facies.

tales (Zillertaler Hauptkamm). Die Gesteine der Analysen 4, 6, 7, 8, 9, 13, 15 „Tonalitgranite" im Sinne *Karls* zu bezeichnen; die Analysen 1, 2, 3, 5, 11, „Tonalitische Gneise".

1	2	3	5	11	12	14	16
72·56	70·64	68·64	67·56	74·26	71·68	63·38	59·68
0·17	0·23	0·26	0·32	0·10	0·17	0·36	0·33
0·01	0·02	0·03	Sp.	0·02	0·04	0·08	0·05
0·32	0·45	0·14	0·20	0·15	0·29	0·46	0·25
14·07	14·19	14·41	14·32	13·37	14·37	17·15	18·63
—	—	—	—	—	—	—	—
1·02	1·72	1·55	2·77	1·12	1·72	1·42	2·68
0·46	0·76	2·14	1·45	0·61	0·61	2·73	1·46
0·02	0·05	0·07	Sp.	0·06	0·04	0·03	0·02
0·35	0·54	1·08	1·04	0·44	0·41	1·57	1·12
1·30	2·03	3·61	3·36	1·47	2·48	1·43	3·60
0·07	0·06	0·04	0·04	0·10	0·09	0·09	0·07
5·13	4·32	2·74	3·61	4·35	3·54	3·53	5·85
4·02	4·59	4·80	4·45	3·87	4·42	6·28	6·08
0·17	0·19	0·16	0·11	0·11	0·11	0·32	0·10
0·53	0·42	0·53	0·56	0·24	0·27	0·91	0·20
—	—	—	—	—	—	—	—
—	0·04	—	—	—	—	Sp.	—
—	Sp.	—	—	—	Sp.	Sp.	—
0·01	0·03	—	—	—	0·03	0·05	—
—	−0·03	—	—	—	−0·01	−0·02	—
100·21	100·25	100·20	99·79	100·27	100·26	99·77	100·12

3. Einige lokale Differenzierungen von alkalireichen Typen (Syeniten), die als wahrscheinlich liquidmagmatische Differentiation zu deuten sind.

4. Eine gewisse Tendenz zu kalireichen Typen, die vor allen in einigen granitischen und aplitischen Typen (Analyse 1, 2, 4) und in den Lamprophyren (Analyse 8, 10, 18, 21, 27) zu beobachten ist.

... Man kann somit annehmen, auch vom geochemischen Standpunkte, daß sowohl die massigen als auch die gneisigen Orthogneise der Ahrntaler Alpen, welche bis jetzt behandelt worden sind und ebenso die basischen Einschlüsse wie auch die Aplite und Lamprophyre im großen eine geologisch-petrographische Einheit

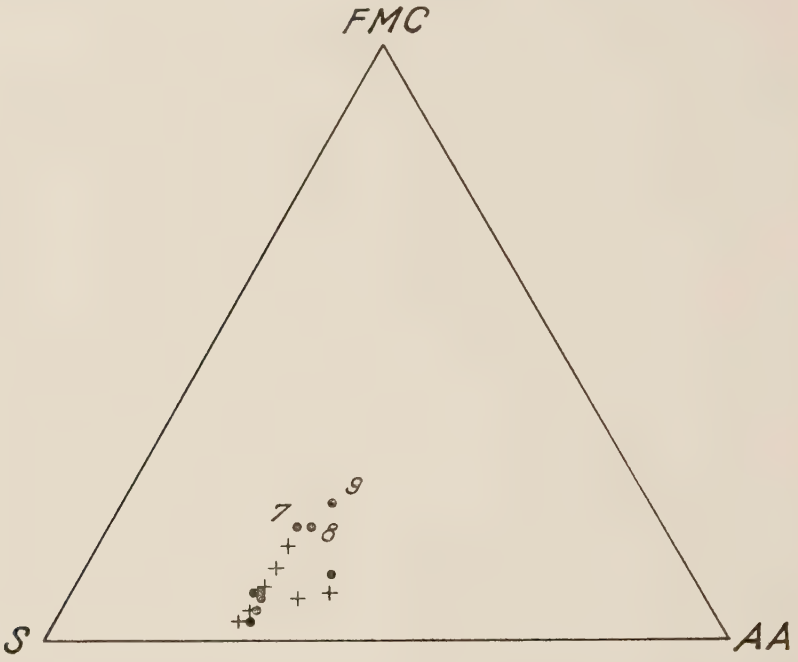


Abb. 1. 16 Analysen von *A. Bianchi* aus „schichtig oder gneisigen granodioritischen Orthogneisen mit normaler Biotit-reicher Facies". In der Signierung wie bei *Bianchi* nach massigem (+) und schiefrigem (•) Gefüge getrennt. Darstellung in Kationoxydprozenten *(Eskola)* nach gemeinsamen Nenner (17.675) aus allen ausgewerteten Analysen berechnet. FMC = $FeO_{3/2} + FeO + MgO + MnO$. AA = $AlO_{3/2} + NaO_{1/2} + KO_{1/2}$. S = SiO_2.

bilden. Im allgemeinen handelt es sich um eine typische Alkalikalkdifferenzierung im besonderen aber mit Na- und vor allem K-Reichtum."

In Abb. 1 werden nun die Analysen von *Bianchi* der „schichtig oder gneisigen granodioritischen Orthogneise mit normaler biotitreicher Facies" in einer Dreiecksdarstellung [1] gezeigt, wobei in den

[1] Zur Darstellung wurden Kationenzahlen *(Eskola)* benützt, die in der verwendeten Gruppierung mit dem arithmetisch gemittelten gemeinsamen Nenner 17.675 aller ausgewerteten Analysen auf zirka 100% verrechnet wurden (die Ungenauigkeiten auf 100% liegen sämtlich hinter dem Dezimalpunkt) und so in ihrem Größenverhältnis zueinander mit den absoluten Maßzahlen korrelat sind.

Signaturen nach der Gliederung von *Bianchi* in Typen mit massigem und schiefrigem Gefüge getrennt wurde. Die Darstellung zeigt vorerst nur, daß eine größere Anzahl der Analysen *Bianchis* von der sogenannten schiefrigen Facies der Orthogneise arm an FMC sind (ausgenommen die Analysen 7, 8, 9, siehe unten). Berücksichtigen

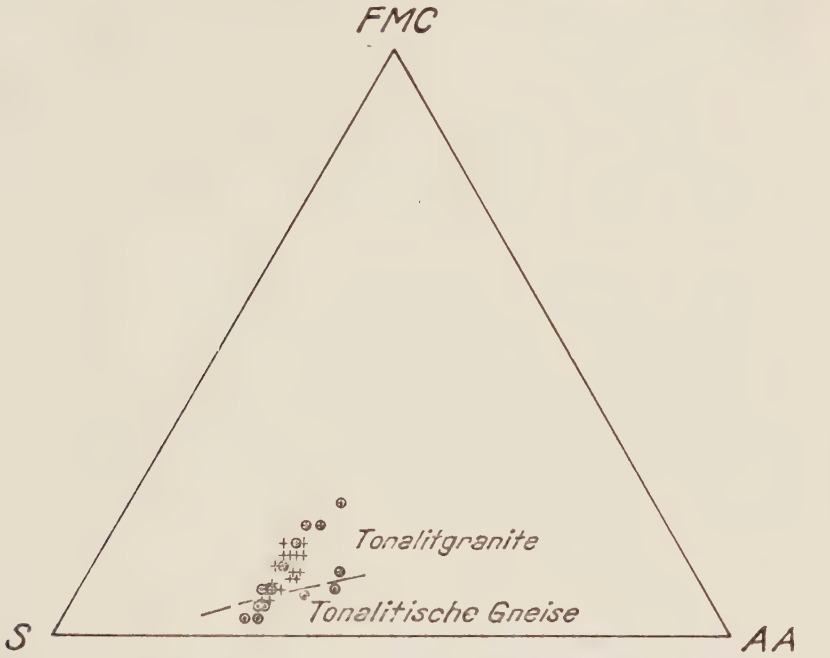


Abb. 2. 16 Analysen von *A. Bianchi* aus „schichtig oder gneisigen granodioritischen Orthogneisen mit normaler Biotit-reicher Facies". Nach mineralogischer Beschreibung nach *Bianchi* im Sinne *Karls* getrennt in „Tonalitgranite" (⊕) und „Tonalitische Gneise" (⊙) wurden diesen Analysen *Bianchis* 15 Tonalitgranitanalysen von *Karl* (+) gegenübergestellt. Die Darstellung zeigt neben der Vergleichbarkeit der Analysen eine Möglichkeit für die Trennung nach petrochemischen Gesichtspunkten zwischen Tonalitgraniten und Tonalitischen Gneisen.

wir aber — wie weiter oben bereits ausgeführt wurde — daß *Bianchi* nicht unterscheidet zwischen schiefrig vergneisten Tonalitgraniten (also Orthogneise) und tonalitisierten Paragneisen (= Tonalitische Gneise) wie *Karl*, sondern rein nach Facies „ohne orientierter Textur" und Facies mit Paralleltextur trennt, so ist verständlich, daß die nach *Karls* Trennung der beiden Typen (Tonalitgranite, Tonalitische Gneise) zu erwartenden chemischen Unterschiede in der Gegenüberstellung bei *Bianchi* bestenfalls verschwommen erscheinen. In diesem Sinne dürfte es sich beispielsweise bei den Analysen 7, 8 und 9 um Tonalitgranitgneise (also Orthogneise) nach *Karl* handeln. Auf Grund der mineralogischen

Beschreibung war auch in den meisten Fällen eine Beurteilung möglich, ob sie nach *Karl* zu den Tonalitgraniten oder den Tonalitischen Gneisen zu stellen sind. Eine neuerliche Gegenüberstellung nach dieser Gliederung eignet sich somit besser zum Vergleich mit den Tonalitgranitanalysen von *Karl* aus dem Zillertaler- und Großvenedigerbereich (vgl. Abb. 2). Die Gegenüberstellung zeigt eindeutig, daß die überwiegende Mehrzahl der Tonalitgranite reicher an FMC sind als die Tonalitischen Gneise, so daß trotz der noch geringen Analysenanzahl von Tonalitischen Gneisen eine ungefähre Trennungslinie zwischen beiden gezogen werden kann, was wohl erkennen läßt, daß auch von petrochemischer Seite eine Trennung zwischen Tonalitgraniten und Tonalitischen Gneisen wahrscheinlich ist.

Im weiteren vergleicht *Bianchi* seine Analysenergebnisse mit den bei *F. Becke* (1913) und *F. Angel* (1954) veröffentlichten aus dem Hochalmgebiet. Abgesehen von einigen kritischen Bemerkungen über die Genauigkeit dieser Analysen (*Bianchi* nimmt an, daß in mehreren Fällen al und fm zu hoch, c und alk zu niedrig sind) und einigen nicht unerheblichen Korrekturen hinsichtlich der bei *Angel* aufgeführten Berechnungen der *Niggli*-Werte ergibt sich eine sehr gute Vergleichbarkeit der petrochemischen Verhältnisse. Auch im Hochalmgebiet existiert nach *Bianchi* eine Alkalikalk-Differentiationsreihe mit deutlichen Abweichungen nach svenitischen Typen (z. B. Svenitgneis Romate Wand und Hinteres Hierkar).

Dieses Ergebnis deckt sich gut mit den optischen und chemischen Vergleichen der Zillertaler und Venediger Tonalitgranite mit jenen vom Hochalmgebiet bei *Karl*.

Problematisch erscheinen uns jedoch die Ergebnisse eines Vergleiches zwischen den Orthogesteinen der Ahrntaler Alpen (= Zillertaler Hauptkamm) und Tuxer Alpen zu sein, die nunmehr bei *Bianchi* ausführlich diskutiert werden.

Zuerst kritisiert *Bianchi* einige Analysen bei *Becke* hinsichtlich deren K_2O- und MgO-Werte und bezweifelt deshalb die Schlußfolgerung, die aus deren Verrechnung zu ziehen wäre, daß in den Ahrntaler Orthogesteinen k niedriger als mg, in den Tuxer Orthogneisen k höher als mg sei. Diesbezüglich stützt sich *Bianchi* besonders auf seine eigenen Analysen, die zahlreicher sind und auch besser wären und deutlich höhere k-Werte als jene bei *Becke* zeigten, ja zum Teil sogar über den mg-Werten liegen [1].

[1] Daß k und mg reine Verhältniswerte sind und nicht zwingend die Korrelation der absoluten Maßzahlen (vgl. *Burri*, 1956) ausdrücken, wurde zu dieser Zeit noch nicht beachtet.

Hier muß aber eingeschaltet werden, daß die stofflichen Differenzierungen in Richtung zu alkalireichen Typen in den Tonalitgraniten der Ahrntaler Alpen bereichsweise sogar auf engem Raum auffallende stoffliche Inhomogenitäten erzeugten — was übrigens *Bianchi* selbst ausführlich beschreibt (S. 50) — und daß *Bianchi* tonalitisierte Paragneise und Ortho-Tonalitgranite zu einer petrogenetischen Einheit zusammenfaßt. Bereits diese Tatsachen lassen trotz der größeren Analysenzahl *Bianchis* die Kritik zu den Schlußfolgerungen aus den *Becke*-Analysen über das k/mg-Verhältnis in den Zillertaler (Ahrntaler) und Tuxer Alpen fraglich erscheinen.

Weiters ist wichtig zu bemerken, daß die Analysen bei *Becke* (Nr. 18, 20, 25 und 28), für welche ein höherer k-Gehalt errechnet wurde, aus dem Gesteinsstamme der Augen- und Flasergranite entnommen sind, der nach *Karl* geologisch zeitlich und genetisch grundsätzlich von den Tonalitgraniten abzutrennen ist. Nach den bisherigen optischen Untersuchungen von *Karl* unterscheiden sich die Augen- und Flasergranite durch allgemein höheren SiO_2- und Alkali-Gehalt und durch größere stoffliche Homogenität von den Tonalitgraniten (bei *Bianchi* entsprechen diese der massigen und zum Teil schiefrigen Facies der Ahrntaler Orthogneise). Als zusätzliche Stütze seiner Kritik bringt *Bianchi* auf Seite 74 eine Analyse solch eines Granites aus dem Zemmgrund (Nähe Grawand), wo er demonstrieren will, daß k nur sehr minimal höher liegt als mg ($k = 0{\cdot}38$, $mg = 0{\cdot}33$).

All dem entgegen räumt *Bianchi* für die porphyrischen Orthogneise der Dornaubergklamm — die nach *Karl* aber gleichfalls zum Stamme der Augen- und Flasergranite gerechnet werden müssen — eindeutig höhere k-Werte ein. Fügen wir noch das k ($= 0{\cdot}29$) und mg ($= 0{\cdot}20$) aus der Analyse C 2 bei *Karl* (S. 96) an (eines Augen- und Flasergranites aus ganz ähnlicher geologischer Position wie die Analyse von Grawand bei *Bianchi*), so erscheint es trotz der Einwände *Bianchis* sehr wahrscheinlich, daß weitere chemische Analysen aus diesem Augen- und Flasergranit-Gesteinsstamm die aus den Analysen bei *Becke* erschlossenen Unterschiede zwischen Augen- und Flasergraniten einerseits und Tonalitgraniten anderseits bestätigen.

Zur weiteren Aufklärung, welchen Einfluß die Zusammenfassung von Tonalitischen Gneisen und Tonalitgraniten auf die Interpretation des k/mg-Verhältnisses bei *Bianchi* hat, stellen wir nun die k- und mg-Parameter, errechnet aus der Kationenzahl, der chemischen Tonalitgranitanalysen bei *Karl* und der Orthogneisanalysen bei *Bianchi* gegenüber, wobei wir letztere nach unseren

Erfahrungen und *Bianchis* Beschreibungen wieder in Tonalitgranite (einschließlich Tonalitgranitgneise) und Tonalitische Gneise gliedern. Die danach gezeichnete graphische Darstellung (vgl. Abb. 3) demonstriert für die Tonalitischen Gneise in der Mehrzahl höheres k, für die Tonalitgranite höheres mg [1]. Es zeigt sich also, daß die genetische Zusammenfassung von Tonalitgraniten und Tonalitischen Gneisen ein unterschiedliches k/mg-Verhältnis bedingt und daß dies wahrscheinlich der Grund für *Bianchis* kritische Einstellung zu den *Becke*schen Analysen und den Schlußfolgerungen daraus war, wonach in den granitischen Gesteinen des Zillertaler Hauptkammes mg > k sein soll. Gleichzeitig erbrachte diese Darstellung eine bisher noch unbekannte Möglichkeit, durch das k/mg-Verhältnis Tonalitgranite und Tonalitische Gneise zu unterscheiden.

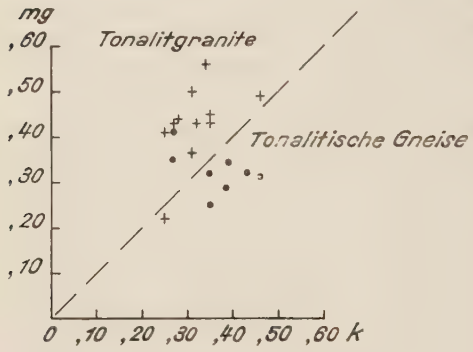


Abb. 3. k/mg-Verhältnisse aus chemischen Tonalitgranit-Analysen bei *Karl* und den Analysen der Orthogneise bei *Bianchi*. Letztere sind nach der mineralogischen Beschreibung in Tonalitgranite und Tonalitische Gneise im Sinne *Karls* getrennt. + = Tonalitgranite. ● = Tonalitische Gneise. Die Darstellung zeigt nur Verhältniszahlen, die nicht korrelat zu den absoluten Mengen an MgO und $KO_{1/2}$ sein müssen.

Wir können nunmehr in der für uns sehr wichtigen Frage der chemischen Unterscheidbarkeit von Augen- und Flasergraniten (hier für die Tuxer Alpen) und den Tonalitgraniten (hier für den Zillertaler Hauptkamm) nach kritischer Auswertung des bisher vorliegenden Analysenmaterials schon mit ziemlicher Sicherheit sagen, *daß die beiden Gesteinsstämme entgegen der Meinung Bianchis sich tatsächlich durch das k/mg-Verhältnis petrochemisch unterscheiden lassen.*

Anschließend wird im Nachtrag zu den Analysen bei *Karl* eine neue chemische Analyse (C 7) eines typischen Tonalitgranites vom Großvenedigerbereich (Keeslahner Wand Obersulzbachtal) bekanntgegeben (die Analyse ist in den petrochemischen Vergleichen dieser Arbeit bereits mit berücksichtigt).

Bianchi vergleicht im weiteren den Chemismus der Orthogneise der Ahrntaler Alpen mit den Orthogesteinen des Gotthard und Aarmassives und schließt aus dem Differentiationsverlauf auf große

[1] Die umgerechneten Modalanalysen bei *Karl* sind wegen des unsicheren K_2O-Gehaltes (die Summe der Alkalien ist aber wieder richtig) zur k/mg-Verhältnisbildung ungeeignet.

Chemische Analyse Nr. 7 (C 7)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 142)
Ort: Venedigerbereich N-Seite, Obersulzbachtal Keeslahnerwand
Analytiker: Dr. *H. Werner*

1 Kation Oxyde	Gew.%	Kationenzahl	1 Kation Oxyd-%	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte [1]	Niggli-Werte
SiO_2	60·07	10.001	57·20	114·40	$si_K = 135$	si = 197
$AlO_{3/2}$	16·36	3.209	18·36	27·54	$al_K = 43$	al = 31
TiO_2	0·56	70	0·40	0·80		
$FeO_{3/2}$	2·45	306	1·75	2·62		
FeO	4·59	638	3·65	3·65	$fm_K = 24$	fm = 35
MnO	0·11	15	0·09	0·09		
MgO	3·21	796	4·55	4·55		
CaO	5·78	1.030	5·89	5·89	$c_K = 14$	c = 20
$NaO_{1/2}$	2·79	900	5·15	2·57	$alk_K = 19$	alk = 14
$KO_{1/2}$	2·26	479	2·74	1·37		
ZrO_2	Sp.	—	—	—		
$PO_{5/2}$	0·28	39	0·22	0·55		ti = 1·4
CO_2	0·10	(22)	(0·12)	—		p = 0·4
S	0·04	(12)	(0·06)	—		k = 0·35
H_2O^+	1·32	(732)	(4·18)	—		mg = 0·45
H_2O^-	0·07	—	—	—		
Summe	99·99	17.483	100·00	164·03		

— O für (OH)	4·18
O	159·85
(OH)	8·36
S^{2-}	0·12
CO_2	0·24
Anionen für 100% Kationen	168·57

[1] Kation-Oxyd-Prozente analog den *Niggli*-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Ähnlichkeit. Dem damaligen Stande der Geologie und Petrographie in den Westalpen entsprechend, erkennt man, daß *Bianchi* davon ausgeht, daß die granitischen Orthogesteine der beiden Massivbereiche etwa gleich alt und zwar vormesozoisch sind.

Neueste Untersuchungen von *S. Hafner* (1958) erwiesen aber im Gotthardmassiv einen tertiären Granit (Rotondogranit), womit die genetische Einheit aufgehoben ist, und in den zum Vergleich heran-

gezogenen Analysen dieser westalpinen Granite ebenfalls vorerst zwischen alpidischen und voralpidischen Graniten zu trennen wäre [1].

Ein chemischer Vergleich zwischen Ahrntaler Orthogneise und Gotthard-Aargranite mit jenem vom Schwarzwald zeigt nach *Bianchi* eine auffallende Verwandtschaft zwischen Ahrntaler- und Gotthardgranite neben ebensolcher Verwandtschaft zwischen Aar- und Schwarzwaldgranite, welch letztere aber generell saurer sind als die Ahrntaler Granite.

Trotz dieser Unterschiede resultiert für *Bianchi* eine enge petrochemische Verwandtschaft zwischen den herzynischen Aar-Gotthard- und Schwarzwald-Graniten und den Ahrntaler Graniten. Er versteht dies, indem er auf die Ergebnisse von *Dal Piaz* verweist, der die Granite der Ahrntaler und Tuxer Alpen als variskisch einstuft. Wenngleich die Formulierung sehr vorsichtig ist, deutet sie doch auf die Verwendung eines petrochemischen Argumentes für die Altersbestimmung hin, welches aber nach dem damaligen Stande in der Petrographie dieser Räume den Verfassern heute nicht mehr beweiskräftig erscheint.

Unter *„Strukturelle und metamorphe Natur der Orthogneise"* wertet *Bianchi* die ausgezeichneten korngefügekundlichen Untersuchungsergebnisse von *C. Andreatta* über die Regelung der Glimmermikrolithen in den Plagioklasen aus. *Andreatta* konnte zeigen, daß die Serizitmikrolithen einmal nach (001) und (010) der Plagioklase, zum anderen aber auch nach Bewegungsflächen des Gesteins eingeregelt sind. (Ausführliche Untersuchungen gleicher Art wurden von *C. Andreatta* 1933 veröffentlicht.) Daraus schließt *Bianchi* mit Recht, daß vor der Mikrolithenbildung ein festes Gestein vorgelegen haben muß und daß damit die Mikrolithenbildung Ausdruck einer metamorphen Kristallisation ist.

Weiters wird in diesem Abschnitt zu den in der Literatur bekannten Meinungsverschiedenheiten über die jetzige Facies und über die genetischen Prozesse zur Bildung der Granite der Zillertaler Alpen und des Großvenedigers Stellung genommen. *Weinschenks* Piezokristallisation und das tertiäre Alter der Granite lehnt *Bianchi* ab, weil er vortektonische Kristallinität feststellte. Er schließt deshalb auf vortektonisches (= voralpidisches) Alter der Granitplatznahme. Kontakterscheinungen zwischen Granit und Schieferhülle werden demnach als voralpidische Relikte betrachtet.

[1] Die Ergebnisse von *S. Hafner* bestätigen bereits die bei *F. Karl* (S. 180) angedeuteten Vergleichsmöglichkeiten zwischen den Graniten der Hohen Tauern und jenen in den Westalpen.

Das von *F. Angel* und *F. Heritsch* (1929) angenommene alpidische Alter der zentralen granitischen Massen in den Hohen Tauern sowie die alpidische Alterseinstufung der Zillertaler Granite von *E. Christa* (1931) werden entschieden abgelehnt. Im einzelnen wird an *Christas* Ergebnissen, dessen Hypothese der Mikrolithenbildung durch Piezokristallisation, die Betonung einer Ähnlichkeit der Zillertaler- und Rieserferner-Tonalite und die Aussage, daß penninische Dislokationen größeren Stiles im Gesteinsgefüge der Zillertaler Granite kein Korrelat hätten, abgelehnt. Bezüglich der Mikrolithenbildung verweist *Bianchi* auf gleiche Bildungen in der sicher metamorphen Antigoriodecke. Die Vergleichbarkeit der Zillertaler- und Rieserferner Massen betreffend, glaubt *Bianchi* durch die Gegenüberstellung zweier typischer Mikrophotos, deren Ungleichheit vorerst zu beweisen. Hinsichtlich der nach *Christa* zu geringen Korngefügedeformation weist *Bianchi* darauf hin, daß es sich um Deckenkerne handeln könnte und daß *Christa* außerdem die nachträglich verheilende Wirkung der Tauernkristallisation nicht beachtet hätte.

Auch die von *L. Kölbl* (1932) gebrachte Vorstellung einer endometasomatischen Veränderung der sogenannten Zentralgranite, der zu Folge die Mikrolithenfüllung der Plagioklase entstanden wäre und der auch die Kalifeldspat- und Quarzkristallisation zugeordnet wird, wird von *Bianchi* abgelehnt, weil es Fälle gibt, wo ungefüllte Kalifeldspate im gefüllten Plagioklas eingeschlossen sind und außerdem die Kalifeldspate nicht gefüllt zu sein brauchen, wenn die Plagioklase gefüllt sind. Als Beispiele werden gefüllte Plagioklase mit eingeschlossenen, unzersetzten Kalifeldspaten aus den Ahrntaler Orthogneisen und aus sicher metamorphem Ötztaler Granit gezeigt.

Vergleichen wir nunmehr *Bianchis* Meinungen und Kritik mit den Ergebnissen bei *Karl,* so decken sich die Ansichten über die metamorphe Natur der Tauerngranite und die Mikrolithenentstehung als Folge dieser Metamorphose. Hinsichtlich der Altersdatierung aus dem Verhältnis zwischen Gesteinsdeformation und Kristallisation liegen die Ergebnisse *Karls* zwischen denen von *Bianchi* und *Christa,* insofern als bei *Karl* die genannten Granite (Tonalitgranite vom Zillertal und Großvenediger) zwar alpidisch-synorogen intrudierten, aber noch nachintrusiv alpidisch verformt und metamorphisiert wurden, womit *Karl* die Mehraktigkeit der alpidischen Orogenese besonders hervorhebt und nicht aus dem zuletzt sichtbaren zeitlichen Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation auf das Verhältnis aller alpidischen Tektonik zur Granitplatznahme schließt.

Die Vergleichbarkeit der Tauerntonalitgranite mit den Rieserferner Tonaliten wird bei *Karl* ausführlich — entgegen der Ansicht *Bianchis* — sowohl makroskopisch wie mikroskopisch und auch petrochemisch bewiesen. Eine Gegenüberstellung zweier Mikrophotos dieser beiden Granittypen bei *Bianchi,* welche nicht die junge alpidische Umkristallisation (Tauernkristallisation) in den Tauerntonalitgraniten im Gegensatz zu dem kaum metamorphen Riesenferner Tonalit diskutiert, ist nicht beweiskräftig für eine genetische und altersmäßige Unterscheidbarkeit. Im Gegenteil, es scheinen uns die beiden Abb. 3 und 4 der Tafel VII bei Berücksichtigung der Metamorphose in den Tauerngraniten eher ein Für- als ein Gegenbeweis zu sein.

In einem eigenen Kapitel faßt *Bianchi* nochmals alle Beobachtungen und Feststellungen zur metamorphen Facies der Orthogneise der Ahrntaler Alpen zusammen. Außer den schon weiter oben besprochenen Argumenten, weist *Bianchi* hierbei auf das Verhältnis zwischen dem Pauschalchemismus der kalkalkalischen Differentiationsprodukte und deren Mineralzusammensetzung hin, welches ebenfalls für metamorphe Veränderungen spricht, weiters auf Poikiloblasten bei femischen Mineralien sowie auf einen Zusammenhang zwischen Gesteinsverschieferung und Plagioklasumwandlung. Die metamorphen Erscheinungen in ihrer Gesamtheit werden zwischen epi- und mesozonal eingeordnet.

Diese Ergebnisse decken sich im wesentlichen mit den Feststellungen bei *Karl,* ausgenommen die anscheinend allein gültige Annahme des Zusammenhanges zwischen tektonischer Gesteinsverschieferung und Plagioklasumwandlung im besprochenen Bereich. *Karl* sieht in den meisten stark schiefrigen Varietäten Tonalitisierungsprodukte ehemaliger Biotitplagioklasparagneise. Dies wird von *Bianchi* im Bereich der Birnlücke (Forcella del Picco) sogar selbst angedeutet, indem er auf S. 109 sagt: „... es ist nicht völlig auszuschließen, daß es sich um ‚Metascisti' handeln könnte, welche engstens mit den massigen Orthogneisen verbunden sind." Es besteht also durchaus die Möglichkeit, daß ein Großteil jener schiefrigen Orthogneise *Bianchis* tonalisierte Paragneise im Sinne *Karls* sind, so daß die ausschließliche genetische Deutung über Zusammenhang, Verschieferung und Plagioklasumwandlung zumindest stark einzuschränken und von Fall zu Fall zu untersuchen wäre.

Die Tatsache, daß es im Bereich der Birnlücke Tonalitische Gneise gibt (wie es *Bianchi* oben selbst für möglich hält), zusammen mit den Kartierungsergebnissen von *Karl,* wonach diese

sich von dort ins Ahrntal fortsetzen (vgl. *Karl*, Tafel II, S. 20) und dann die Südbegrenzung der Zillertaler Granitmassen bilden, ist von großer Bedeutung für die bei *Dal Piaz* und *Bianchi* angenommene Alterseinstufung der Granite und Gneise. Die beiden Forscher stellen fest, daß im südlichen Randbereich der „Orthogneise" paläozoische und triadrische Sedimente eingefaltet sind, die nur mehr schwach metamorphisiert wurden und keine Injektionen zeigen und sie schließen daher, daß die „Orthogneise" voralpidischen Alters sein müßten (vgl. S. 114). Diese Schlußfolgerung ist nicht mehr zwingend, wenn es sich bei den angeblichen „Orthogneisen", in denen die Sedimente liegen um Tonalitische Gneise — also um tonalitisierte ehemalige Biotitplagioklas-Paragneise — handelt. Diese sind dann selbst metamorphe Produkte der Granitimmigration und Injektionserscheinungen wären demnach in ihnen und an ihrer Grenze zum magmatischen Tonalitgranit — d. h. in diesem Falle weiter nördlich — zu suchen.

Es folgen nunmehr ausführliche Beschreibungen über Meta- und Paragneise, über die Gesteine der Dreiherrnspitz- und Greinerserie sowie über die kristallinen Schiefer der ostalpinen Deckenbereiche, auf welche im Zusammenhang mit einer späteren Beschreibung der Gesteine des Großvenedigergebietes näher einzugehen sein wird.

Für unsere vorliegende Betrachtung ist aber der folgende Abschnitt über das *Tonalitmassiv des Rieserferner (Vedrette di Ries) und den Granodioritkern des Zinsnock (Cima di Vila)* wieder von Bedeutung. In diesem Teil der Arbeit stützt sich *Bianchi* — besonders im petrochemischen Teil — auf eine umfassende Untersuchung von *S. Morgante* (1934). Er unterscheidet und beschreibt folgende petrographische Typen: Normaltonalitische Facies, granodioritische Facies, aplitische Facies, dioritische Facies von Monte Mandola und femische Konzentrationen. Abschließend folgt eine Beschreibung des Ganggefolges.

Die petrographischen Beschreibungen decken sich im wesentlichen mit denen von *F. Becke* (1892) und, soweit es die Normaltonalite betrifft, besonders gut mit den Beschreibungen bei *F. Karl* (S. 132 ff.). Für eine vergleichende Betrachtung mit den Tonalitgraniten der Zillertaler Alpen und des Großvenedigers ist die Feststellung *Bianchis* wesentlich, daß auch im Rieserferner relativ engräumige stoffliche Differenzierungen auftreten; ebenso die Existenz einer sekundären Kristallisation („pneumatolytisch-epimetamorph") in den periferen Faciesbereichen mit gleicher Mineralparagenese wie die Tauernkristallisation.

Im folgenden Kapitel über *„den Chemismus des Intrusivkomplexes"* werden die von *S. Morgante* angefertigten Analysen (vgl. Tab. 2) der oben genannten petrographischen Typen nach *Niggli*-Werten verrechnet und graphisch dargestellt. Im Vergleich mit den petrochemischen Ergebnissen aus den Ahrntaler Orthogneisen

Tab. 2. *5 Analysen von S. Morgante aus dem Rieserfernermassiv*

	43	44	45	46	47
SiO_2	66·64	60·46	57·74	54·08	49·22
TiO_2	0·26	0·63	0·79	0·90	0·84
ZrO_2	0·01	0·01	0·02	Sp.	0·01
P_2O_5	0·09	0·17	0·19	0·13	0·75
Cr_2O_3	—	—	—	—	0·01
Al_2O_3	16·06	17·87	18·28	17·89	17·39
Fe_2O_3	1·98	2·15	2·43	1·53	5·59
FeO	2·45	3·54	4·29	6·15	5·66
MnO	0·07	0·11	0·16	0·13	0·16
MgO	1·09	2·44	2·96	4·38	4·29
CaO	3·90	5·91	6 54	8·60	6·51
BaO	0·11	0 05	0·04	0·02	0·14
K_2O	3·41	2·48	2·16	1·08	3·07
Na_2O	3·15	3·02	2·87	2·52	3·14
H_2O	0·12	0·17	0·18	0·39	0·37
H_2O^+	0·42	0·87	1·10	1·82	1·79
CO_2	—	—	0·08	0·12	0·67
S	—	Sp.	Sp.	Sp.	0·20
Cl	0·01	0·02	0·02	0·01	0·02
F	Sp.	Sp.	Sp.	—	0·01
$-O=S+F+Cl$	—	—	—	—	−0·08
Summe	99·77	99·90	99·85	99·75	99·76

stellt *Bianchi* Unterschiede im Chemismus fest, während zu den Graniten des Adamellomassivs eine enge petrographische und chemische Verwandtschaft betont wird.

Vergleichen wir nun die Schlußfolgerungen, die bei *Bianchi* und bei *Karl* aus den Untersuchungen der periadriatischen Tonalite gezogen werden, so existieren diesbezüglich entscheidende Unterschiede. *Karl* betrachtet die Tauerntonalitgranite — dazu gehören

auch ein Großteil der bei *Bianchi* als Ahrntaler Orthogneise bezeichneten Gesteine — als tauernmetamorphe *Tonalite* bis *Granite* eines Stammes mit den periadriatischen Tonaliten. Die charakteristische Mikrolithenanordnung in den Plagioklasen ist eine Abbildung des Zonarbaues und anderer stofflicher Inhomogenitäten, wie sie heute noch in den kaum metamorphen periadriatischen Tonalitplagioklasen gegeben sind.

Bianchi erkennt ebenfalls den vormetamorphen Zonarbau in den Tauerngranitplagioklasen, unterstellt diesem aber unter dem Eindruck der geologisch-tektonischen Konzeption von *Dal Piaz* einer voralpidischen Intrusion. *Bianchi* genügt im wesentlichen die Gegenüberstellung der metamorphen Tauerngranite, den unmetamorphen periadriatischen Tonaliten als Kriterium für nicht alpidisches Alter der ersteren; eine Mehraktigkeit der alpidischen Orogenese wird nicht diskutiert.

Bezüglich des petrochemischen Vergleiches stellt *Bianchi* fest, daß die Analysenpunkte (dargestellt im Osann-Dreieck) der Rieserferner Tonalite gerade dahin fallen, wo keine Punkte der Tauernorthogneise liegen.

Unabhängig von unserer nachfolgend gebrachten neuen Verrechnung und Darstellung, die dieser Feststellung widerspricht, sei bemerkt, daß *Bianchi* die immerhin vorhandenen Stoffverschiebungen in den Tauernorthogneisen durch die regionalmetamorphe Veränderung nicht diskutiert, die aber eine geringe Alkalianreicherung und eine $CaO + FeO + Fe_2O_3 + MgO$-Verarmung gegenüber den Rieserferner Tonaliten verursacht haben könnten. Betrachtet man unter dieser Voraussetzung die Osann-Dreiecke bei *Bianchi* (S. 61 und 212), so ergibt sich für die Normaltonalite und zum Teil auch für die Ganggesteine des Rieserferner bereits ein gute Überdeckung mit jenen der Ahrntaler Alpen.

Noch besser bzw. sehr gut vergleichbar werden die petrochemischen Verhältnisse, wenn außerdem die nach *Karl* als „Tonalitische Gneise" zu bezeichnenden Analysen *Bianchis* weggelassen werden. In Abb. 4 sind die Analysen von *Morgante* aus dem Rieserferner mit den Tonalitgranitanalysen von *Karl* und *Bianchi* (Auswahl entsprechend obiger Bemerkung) dargestellt. Die Verrechnung erfolgte über Kationoxydprozenten mit dem gemeinsamen Nenner 17.675 analog der Erläuterung zu Abb. 1. Bei dieser ausgezeichneten Überdeckung, wie sie Abb. 4 zeigt, kann nicht mehr von einer genetisch auswertbaren geochemischen Verschiedenheit der Ahrntaler Orthogneise und der periadriatischen Tonalite gesprochen werden. Es zeigt sich im Gegenteil, daß das Ergebnis von *Karl*

(S. 175—179), wonach es in den zentralen Massen der Hohen Tauern vortauernkristalline Tonalite gibt, durch die Analysen von *Morgante* noch zusätzlich gestützt wird.

Abschließend vergleicht *Bianchi* verschiedene kleine Tonalitkerne entlang der tektonischen Pustertallinie untereinander und mit den

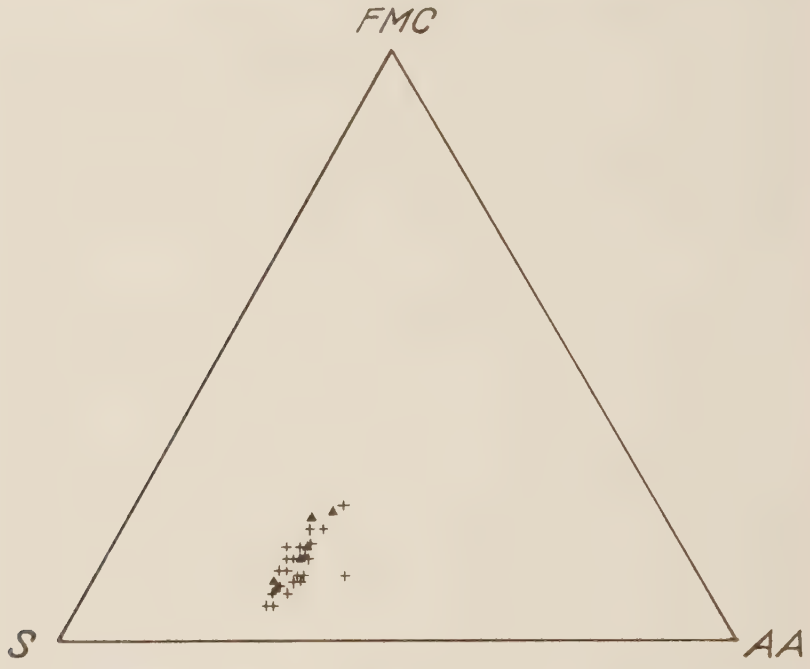


Abb. 4. 22 Tonalitgranit-Analysen (+) von *Bianchi* (8) und *Karl* (14) aus dem Zillertaler- und Großvenediger Hauptkamm sind 6 Analysen aus Tonaliten (▲) des Rieserferner Massives von *Morgante* (5) und *Karl (1)* gegenübergestellt. Die Darstellung zeigt eine sehr gute petrochemische Vergleichbarkeit der beiden Massivbereiche.

mylonitischen Gesteinstypen am Nordrand des Brixner Granitmassives sowie mit ähnlichen kleinen Kernen an den Bewegungslinien in der Peripherie des Adamello, im Val di Sole und im Einzugsgebiet des Lago di Como. Detaillierter wurde dabei das Vorkommen bei Planken im Gsiesertal (Planca di Sotto) als stark mylonitisierter, charakteristischer Tonalit beschrieben. Mit der verbreiteten Mylonitisierung geht eine Sekundärkristallisation, bestehend aus Chlorit, Serizit, Epidot, Kalzit und Kaolin, Hand in Hand, die *Bianchi* als pneumatolytisch bezeichnet und ausdrücklich nicht als Regionalmetamorphose angesprochen haben will. Von den letztgenannten Vorkommen werden korngefügekundliche Unter-

suchungen von *C. Andreatta* (1934) mit ausgewertet, die die Abhängigkeit der Mikrolithenregelung von den kristallographischen Daten der Wirtplagioklase und von der Gesteinsdeformation belegen.

Zusammenfassung

Es wurde in einem Vergleichsreferat zwischen den Untersuchungsergebnissen von *A. Bianchi* (1934) und *F. Karl* (1959) an den granitischen Gesteinen des Zillertal- und Großvenedigerbereiches (Hohe Tauern) und dem Tonalitmassiv des Rieserferner gezeigt, daß sich die Beobachtungen und Teilergebnisse von *Bianchi* trotz unterschiedlicher genetischer Auswertung gut in das Gesamtbild von *Karl* einordnen lassen. Wichtig ist dafür, daß die Mehraktigkeit der alpidischen Orogenese für die Beurteilung des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation berücksichtigt wird und daß aus der zusammengefaßten Gesteinsgruppe der „granodioritischen, schichtigen oder massigen Orthogneise mit normaler Biotit-reicher Facies" tonalitisierte Paragneise (nach *Karl* „Tonalitische Gneise") abgetrennt werden. Für die petrochemischen Vergleiche wurden alle interessierenden Analysen *Bianchis* auf Kationoxydprozente *(Eskola)* verrechnet und in vergleichbaren Verhältniszahlen gegenübergestellt.

Riassunto

Le ottime e per la loro ampiezza ammirabili ricerche di *A. Bianchi* sulle rocce della Valle Aurina superiore sono di grande valore per la grande copia di osservazioni ed in special modo anche per la petrografia degli alti Tauri. Queste ricerche debbono essere prese in considerazione, come anche i lavori di *B. Sander* (1911, 1912, 1921), *H. P. Cornelius* e di *E. Clar* (1939), *F. Becke* (1903, 1906, 1908, 1909, 1912) di *F. Angel* e di *R. Staber* (1937, 1952) in ogni nuovo lavoro. Ciò sia fatto ora qui in un confronto con le recenti ricerche di *F. Karl* (1959) sui massicci granitici degli Alti Tauri.

Per quanto sia le descrizioni microscopiche, come anche le analisi chimiche delle rocce granitiche siano in accordo con le descrizioni e le analisi di *F. Karl*, pure tuttavia *Bianchi* arriva a dei risultati petrogenetici totalmente differenti. Così egli afferma *l'età prealpina* dei massici delle Alpi dello Zillertal e del Gran Veneziano e che fra i graniti del „Zillertaler Hauptkamm" e le rocce delle Vedrette di Ries non sia data alcuna possibilità di confronto dal lato petrografico. Agli autori di questo studio sembra perciò necessario ricercare le cause che hanno portato *Bianchi* e *Karl* a dei risultati così differenti.

Sia premesso che i due lavori si distinguono fra di loro nel senso che *Bianchi* pone l'accento nelle sue ricerche sulla chimica, mentre invece *Karl* lavora prevalentemente con metodo microscopico. *Bianchi* dimostra che le sopradette rocce granitiche furono metamorfizzate dalla metamorfosi alpina (Tauernkristallisation). Le prove più importanti a conforto di questa ipotesi gli vengono offerte dalla distribuzione dei microliti di clinozoisite, di epidoto e di sericite nei plagioclasi e dalla distribuzione orientata di questi microliti secondo piani di scorrimento o le lamelle dell'ospite o dei piani di frattura della roccia. Osservazioni di questo genere e le concezioni tettoniche (Deckentheorie) di *G. Dal Piaz* portarono *Bianchi* ad affermare che l'intrusione dei Graniti avvenne prima della Tauernkristallisation ed anteriomente alla tettonica alpina. Le stesse osservazioni petrografiche e il suo lavoro di campagna non influenzato però dalla teoria ricoprimenti alpini portarono *Karl* al risultato che l'orogenesi alpina si è sviluppata, nel territorio in questione, in più

atti e che la tettonica e la metamorfizzazione (Tauernkristallisation) sia proseguita anche dopo la intrusione dei massici granitici. In tale modo l'esistenza pretettonica e premetamorfa dei graniti in questione non é più in alcun modo una prova dell'età paleozoica di questi.

La maggior parte dei argomenti di *Bianchi* è di natura chimica. Essi poggiano su una grande quantità di analisi fatte dallo stesso autore. *Bianchi* vede un importante risultato nel fatto che tutte le analisi mostrano una differenziazione di tipo alcalicalcico e che esse possono essere paragonate alle analisi che *F. Becke* e *F. Angel* riportano per le rocce dell'Hochalm e dello Zillertal. Questo fatto dimostra secondo *Bianchi* l'unità genetica dei sopraccitati massici.

Bianchi paragona poi anche i risultati delle sue analisi con quelli dei massicci del Gottardo — Aar e dello Schwarzwald che ai suoi tempi erano considerati come sicuramente paleozoici. Una parziale paragonabilità con questi ultimi viene portata come un argomento che consente di affermare l'eta paleozoica di *tutti* i graniti delle Alpi Aurine, il che vuol dire delle Alpi Aurine e delle Alpi del Tux. In una recente pubblicazione *S. Hafner* (1959) dà notizia di un granito terziario (Granito del Pizzo di Rotondo) nel massiccio del Gottardo il chè mette in dubbio ora questo paragone di *Bianchi*.

Le differenze dal lato chimico, che possono essere dedotte dalle analisi di *Becke,* fra i graniti delle Tux e quelli delle Alpi Aurine (si noterebbe cioè una differenza nel rapporto k/mg nel senso che k è sempre minore di mg), vengono in parte attribuite da *Bianchi* a dei difetti di analisi. Egli nega l'esistenza di un tale motivo dato che esso non trova conferma nelle sue analisi che sono più numerose e complete. In tale modo sarebbe possibile secondo *Bianchi* il porre sia le Alpi del Tux come quelle dello Zillertal in una stessa fondamentale serie di differenziazione. La possibilità di un paragone con le Tonaliti periadriatiche viene negato da *Bianchi* sia per quanto riguarda il lato microscopico come quello chimico.

Il confronto con i risultati delle ricerche di *Karl* mostra che *Bianchi* ha accolto sotto: „Ortogneiss granodioritici a facies normale biotitica, scitosa o massiccia" anche dei paragneiss tonalitizzati (si tratta dei „Tonalitische Gneise" di *Karl*). Dato che le sezioni sottili mostrano che il predetto tipo è leggermente più ricco di alcali e più povero di calcio come gli ortograniti („Tonalitgranite" di *Karl*) si esaminarono, includenvi le analisi di *Karl,* i risultati delle ricerche geochimiche di *Bianchi.* I risultato fù che i „Tonalitische Gneise" sono distinguibili anche per mezzo della loro composizione chimica dai „Tonalitgranite". I „Tonalitgranite" delle Alpi Aurine mostrano inoltre nella grande maggioranza dei casi un rapporto $k<mg$, mentre i „Tonalitische Gneise" mostrano $k>mg$. Questa osservazione ora indebolisce notevolmente la critica che *Bianchi* porta alla esattezza delle analisi di *Becke.* In special modo viene in tale modo messa in dubbio l'osservazione di *Bianchi,* secondo il quale è impossibile separare i graniti delle Alpi Aurine da quelli delle Alpi del Tux prendendo come criterio il rapporto k/mg. Bisognerà perciò esaminare proprio le differenze di carattere chimico fra queste due rocce granitiche. Una differenza è da aspettarsi specialmente nel rapporto k/mg.

Il fatto che *Bianchi* abbia raccolto in un unico gruppo genetico sia i paragneiss tonalitizzati come anche gli ortogneiss spiega con ogni probabilità, anche l'assenza di contatti magmatici primari al confine orientale dei cosidetti gneiss granodioritici con i terreni della „Schieferhülle" e loro inclusioni mesozoiche. Secondo *Karl* gli ortograniti vengono ammantati da paragneiss tonalitizzati ed in special modo questi paragneiss sono dominanti nella Valle Aurina superiore

fino alla Forcella del Picco. La consequenza che se ne deve trarre dal lato geologico è quella che il contatto primario deve essere cercato molto più a nord e precisamente per esempio nei Krimmler Tauern, dove sono osservabili delle ottime migmatiti. Con ciò un altro argomento in sfavore dell'età postmesozoica dei graniti ci sembra posto in dubbio.

Una paragonabilità fra i graniti delle Alpi Aurine e quelli delle Vedrette di Ries viene negata da *Bianchi* con la motivazione che non si puo osservare alcuna notevole metamorfosi postintrusiva e che anche il caraterre geochimico dei massicci è differente. Secondo *Karl* la „Tauernkristallisation" probabilmente non ha raggiunto il massiccio delle Vedrette di Ries e questo spiegerebbe la differenza nell'intensità della metamorfosi. Una paragonabilità dal punto di vista chimico esiste senz'altro per *Karl*. Per accertare ciò si sono confrontate le analisi che *Bianchi* e *Karl* portano per i „Tonalitgranite" (il che vuol dire che si sono lasciate via le analisi dei paragneiss tonalitizzati) delle Alpi Aurine e del Gran Veneziano con quelle che gli stessi autori portano per il massiccio delle Vedrette di Ries. La somiglianza è tale che non solo risulta la paragonabilità fra i massicci ma anzi viene perfino dimostrata la loro unità genetica. *Bianchi* non discute l'argomento di *Karl* secondo il quale la zonatura e altre inomogeneità dei plagioclasi delle „tonaliti" sarebbero ora rappresentate dalla disposizione dei microliti nei plagioclasi dei Tauri. Gli autori sono dopo questo confronto del parere che mutatis mutandis le osservazioni e le descrizioni contenute nel lavoro di *Bianchi* apparso ben 25 anni fa possono ben essere correlate con la concezione di *Karl* sulla genesi dei massicci granitici centrali dei Alti Tauri. Con gratitudine si deve riconoscere che questo studio fù reso possibile appena dall'esistenza di un lavoro cosi dettagliato e preciso come lo è questo di *Bianchi*.

Literatur

Andreatta, C., Analisi strutturali di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneis. Periodico di Mineralogia *IV*, Roma, 1933. S. 375—394. — *Andreatta, C.*, Disposizione dei microliti micacei in plagioclasi di rocce intrusive (Analisi strutturali di rocce, IV). Periodico di Mineralogia *V*, Roma, 1934. — *Angel, F.*, und *F. Heritsch*, Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Centralblatt f. Min. Geol. usw. *1931*, S. 516—527. — *Angel, F.*, und *R. Staber*, Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min. Petr. Mitt. Bd. *49*, H. 2 und 3 (1937), S. 117—167. — *Angel, F.*, und *R. Staber*, Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wiss. Alpenvereinshefte, H. *13*. Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck, 1952, S. 1—102. — *Angel, F.*, Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Jb. Geol. B. A. Wien, Bd. *97* (1954), S. 1—16. — *Becke, F.*, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, *75*, 1. Teil, 1903. — *Becke, F.*, und *V. Uhlig*, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitz.ber., Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I *(1906)*, S. 1695—1721. — *Becke, F.*, Intrusivgesteine der Ostalpen. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *31* (1912), S. 545—558. — *Becke, F.*, IV. Chem. Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *75/1* (1913), S. 153—229. — *Bianchi, A.*, Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, *10*, Padova, 1934. — *Burri, C.*, Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. *36*, H. 1 (1956), S. 29—49. — *Burri, C.*, Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser-Verlag Basel und Stuttgart, 1959. — *Cornelius, H. P.*, Referat über Bianchi und Dal

Piaz. Verh. Geol. B. A. Wien, 1936, S. 143—148. — *Cornelius, H. P.,* und *E. Clar.* Geologie des Großglocknergebietes I. Abh. Reichst. f. Bodenforschung Wien. 25 (1939). — *Dal Piaz, G.,* Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, *10,* Padova, 1934. — *Erdmannsdörffer, O. H.,* Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. Chemie d. Erde *15* (1945), S. 283—295. — *Hafner, S.,* Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St. Gotthardpaß und Nufenenpaß). Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. *38,* H. 2 (1958), S. 255—362. — *Karl, F.,* Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. (Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen.) Jb. Geol. B. A. Wien Bd. *102* H. 1. — *Morgante, S.,* La differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Alto Adige) Atti R. Inst. Veneto di Scienze L. e A. *XCIII,* Venezia (1933—1934), S. 215—247. — *Philipsborn, H. v.,* Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Akad. Verlagsanst., Leipzig, 1933.

Literatur: Neue Bücher

Researches in Geochemistry. Von *P. H. Abelson.* Mit 72 Tabellen, 125 Strichzeichnungen und photographischen Abbildungen sowie 7 halbseitigen Phototafeln, 511 S. London: Chapman and Hall Ltd. 1959. In Leinen geb. $ 11.—.

Das vorliegende Buch wurde vom Direktor des geophysikalischen Laboratoriums des Carnegie-Institutes *Philip H. Abelson* unter Mitarbeit von 24 weiteren, führenden amerikanischen Geochemikern herausgegeben.

Es werden die neuesten Ergebnisse und Erkenntnisse der geochemischen Forschung auf den wichtigsten Gebieten der allgemeinen und regionalen Geochemie, der Phasentheorie, der Geochronologie und Isotopengeologie, sowie der angewandten Geochemie und neuere Untersuchungsmethoden behandelt.

Die einzelnen in sich abgeschlossenen Spezialabhandlungen beginnen mit Kapiteln aus der Geochemie des sedimentären, dann des magmatischen und metamorphen Bereiches und schließen mit theoretischen Betrachtungen über den Zustand des Erdkernes.

G. Arhenius bringt eine Abhandlung über die mineralogische Zusammensetzung und die Zeitdatierung der Meeressedimente, die uns einen Einblick in den Ablauf geologischer Vorgänge, wie z. B. Vulkanismus, Klimaschwankungen, Eiszeiten, atmosphärische Veränderungen und Zufuhr kosmischer Materie, ermöglichen.

R. Garreis behandelt in seinem Artikel die geologische Bedeutung geochemischer Reaktionen bei tiefen Temperaturen und Drücken, die physikochemisch für die Vorgänge der Sedimentbildung von grundlegender Bedeutung sind. *M. Keith* und *E. Degens* beantworten die Fragestellung der Verwendung geochemischer Leitelemente (Indikatoren) zur Feststellung der Chemofazies. Als Leitelemente für Tongesteine mariner Herkunft erscheinen B, Li? S und F kennzeichnend. In Kalken und Sandstein kann das Verhältnis C^{13}/C^{12} zur Unterscheidung von Meeres- oder Süßwassersedimenten dienen. *E. Hawkes* gibt eine gute Übersicht über die geochemischen Prospektionsmethoden und deren problematische Grundlagen. Sehr aufschlußreich sind zwei Arbeiten von *P. Abelson* über die Geochemie organischer Substanzen in Sedimenten und von *W. Hanson* über die ungelösten Probleme der Erdölgenese.

C. Milton und *E. Eugster* bringen einen ausgezeichneten Bericht über die Mineralparagenese der tertiären Green-River-Formation in Colorado, Wyoming und Utah, welche bekanntlich die größten Weltreserven an Ölschiefer und bedeutende Sodavorkommen enthält. Es handelt sich hiebei um salinar-lakustrine Sedimente, welche unter anaeroben Bedingungen ausgeschieden wurden. Authigene Bildungen von Kalzit, Dolomit, Pyrit, aber auch Siderit und Magnesit sind in der Green-River-Formation nachgewiesen. Es werden über 50 authigene Minerale angeführt, darunter erstmalige Funde von Shortit, Eitelit, Bradleyit, Loughlinit, Reedmergenit und Garrelsit. Die Mineralparagenesen werden durch Phasendiagramme in anschaulicher Weise in ihren physikochemischen Grundlagen erklärt.

Für den Hydrologen muß auf einen Aufsatz von *F. Libby* über die Verwendung des radioaktiven Tritiums zur Feststellung der Grundwasservorräte verwiesen werden. *H. de Vries* bringt eine Arbeit über die Messungen mit natürlichem Radiokohlenstoff, die einen besseren Einblick in die Pleistozängeologie ermöglichen. Eine weitere geochronologische Arbeit von *G. Tilton* und *G. Davis*

beschäftigt sich mit den verschiedenen Methoden der absoluten Altersbestimmung und mit den geologischen Problemen der Datierung der Orogenesen. Als ältestes Gestein gilt vorläufig ein Basalkonglomerat aus Süd-Rhodesien mit 3300 Millionen Jahren. Das Verhältnis O^{18}/O^{16} als geologisches Thermometer in Silikaten und Karbonaten behandelt *S. Epstein.*

W. Ault beschäftigt sich mit der geochemisch wichtigen Trennung der Schwefelisotopen, welche bei Oxydations- und Reduktionsvorgängen auftritt. Eine Unterscheidung zwischen sedimentären und magmatischen Bildungen von schwefelhaltiger Mineralisation erscheint möglich.

Drei Arbeiten bringen Beiträge zur Geochemie der Erzlagerstätten. *K. Krauskopf* legt auf spekulativem Wege eine thermodynamische Theorie über die Zusammensetzung der magmatischen Gasphase vor, während *P. Barton* Probleme der Erztransporte bei niedertemperierten Systemen behandelt. In beiden Arbeiten wird vor allem auf den Mangel an Feldbeobachtung und experimentelle Laborversuche hingewiesen. Hervorzuheben ist eine Arbeit von *G. Kullerud* über die Verwendung von Sulfidsystemen als geologisches Thermometer; die Bestimmung der Bildungstemperaturen sind auch für praktische Zwecke der Prospektion nicht uninteressant.

J. Goldsmith bringt einen Beitrag zur Geochemie der Karbonate, wobei insbesondere auf den letzten Stand der kristallchemischen Seite des Dolomitproblems eingegangen wird. Im Anschluß daran beschäftigt sich eine methodische Arbeit von *F. Chayes* mit Diffraktionseffekten der „Nahordnung" (Short-range ordering). *F. Boyd* bringt neue Ergebnisse über hydrothermale Synthesen der Amphibolite, in der die Stabilitätsfelder von Tremolit, Pargasit, Magnesiumriebeckit, Anthopyllit und Grünerit aufgezeigt werden. Im besonderen muß auf den folgenden äußerst interessanten Beitrag von *H. Eugster* über Reduktions- und Oxydationsvorgänge bei der Metamorphose aufmerksam gemacht werden. *J. Thomson* schließt sich mit Betrachtungen über lokale Gleichgewichtssysteme bei metamorphen Prozessen an.

Über die Aktivierungsanalysen und ihre geochemische Anwendung in der Meteoritenuntersuchung berichtet *G. Reed.* Hervorzuheben ist die große Empfindlichkeit und Präzision dieser Methode, welche eine Nachweisgrenze von 0·025 ppm für Ba, 0·003 ppm für Sm, 0·005 ppm für Pt, 0·0065 ppm für Hg, 0·001 ppm für Th und 0·0005 ppm für U ermöglicht und damit die Emissionsspektrographie weit übertrifft. Mit dem Problem der Chondriten und der chemischen Zusammensetzung des Erdinneren beschäftigt sich *G. MacDonald,* dem sich schließlich ein Aufsatz von *S. Clark* über das thermodynamische Verhalten des kristallinen Zustandes bei hohen Drücken anschließt.

Alle genannten Arbeiten bringen eine ausgezeichnete Zusammenstellung der letzten Literatur, wobei allerdings festzustellen ist, daß die europäische Literatur nur untergeordnet berücksichtigt wird.

Das Buch ist in seinen Ausführungen nicht nur für den Geochemiker bestimmt, sondern bringt auch den Mineralogen, Geologen, Petrographen, Lagerstättenkundlern und Physikochemikern, als eine Art Symposium, eine Fundgrube von Erkenntnissen, die dem letzten Stand der geochemischen Forschung entsprechen. Das Buch sollte zur Zeit in keiner Bibliothek fehlen, die Werke der Erdwissenschaften aufnimmt.

E. Schroll, Wien

Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Von *Conrad Burri.* Mit 66 Figuren, 337 S. Basel und Stuttgart: Birkhäuser Verlag. 1959. Ganzleinen sfr. 38.0, DM 38.—.

Der Verfasser, langjähriger Mitarbeiter und Schüler des bekannten verstorbenen Schweizer Mineralogen und Petrographen *Paul Niggli,* hat dessen Methoden der Darstellung der petrochemischen Verhältnisse der Gesteine weiter ausgearbeitet und nunmehr zusammenfassend dargestellt.

Die einleitenden Kapitel befassen sich mit der allgemeinen Bedeutung der Gesteinsanalysen und ihrer graphischen Darstellung. Im nächsten Abschnitt wird die klassische Methode der Berechnung und Auswertung der „Niggli-Werte" behandelt und ihre besondere Eignung für die Zusammenfassung von Gesteinsserien zu Gesteinsprovinzen hervorgehoben. Auch auf die Grenzen ihrer Anwendbarkeit wird hingewiesen. Die Zusammensetzung und das Mengenverhältnis der normativen Feldspäte läßt sich an Hand der reproduzierten Diagramme aus Niggli-Werten einfach ermitteln. Es folgt die Darstellung des Eruptivfeldes in der Tetraederprojektion, Variationsdiagramme und eine Diskussion der gegenseitigen Abhängigkeit von si und alk für gewisse idealisierte normative Mineralbestände. Den Abschluß dieses Kapitels bildet eine Übersicht der Magmentypen, wie sie von *Burri* und *Niggli* 1945 formuliert wurden.

Der Hauptteil des Buches ist der von *Niggli* entwickelten Äquivalentnorm gewidmet. Dieses Berechnungssystem ergibt eine weitgehende Anpassung der berechneten normativen Mineralbestände an die modalen und erleichtert die Umrechnung in heteromorphe Fazien. Es stellt somit einen wesentlichen Fortschritt gegenüber dem amerikanischen CIPW-System dar, das allerdings auch nur als Grundlage für eine quantitative Klassifikation der Eruptivgesteine gedacht war. Nach *Nigglis* Vorschlag werden Formeleinheiten, welche eine gleiche Anzahl Atome der Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Zr, S usw. enthalten, als „übereinstimmende Formeleinheiten" bezeichnet. Dabei erweist es sich als praktisch, die Summe dieser Elemente = 1 zu setzen.

Den so erhaltenen „rechnerischen Formeleinheiten" entsprechen „rechnerische Äquivalentgewichte". Die Formeleinheiten werden mit den gleichen Symbolen bezeichnet, wie die der CIPW-Norm, jedoch mit großen Anfangsbuchstaben. Die Äquivalentgewichte der auf diese Weise erhaltenen Formeleinheiten differieren nur wenig, und es bedeuten:

$$Na_2OAl_2O_32SiO_2 = 6\,Ne \qquad 2MgOSiO_2 = 3Fo$$

Reaktionsgleichungen werden in dieser Schreibweise sehr einfach:

$$\begin{array}{lll} Na_2OAl_2O_32SiO_2 & + 4SiO_2 & Na_2OAl_2O_36SiO_2 \\ 6Ne & + 4Q & = 10\,Ab \end{array}$$

Das heißt, daß die Summe der Reaktionskoeffizienten auf beiden Seiten gleich ist. Daher lassen sich Umwandlungen in andere Mineralfazien durchführen, ohne daß erneut auf die Basis 100 umgerechnet werden muß.

Bei der Verrechnung einer Gesteinsanalyse auf Basisverbindungen werden zunächst Äquivalentzahlen errechnet, die den Metallatomzahlen proportional sind. Die Basisverbindungen bilden die Grundlage für die Berechnung des normativen Mineralbestandes. Die Berechnung in ihren verschiedenen Varianten gibt somit normative Mineralbestände in Prozenten der gewählten Standardmineralien bezogen auf die Kationensumme 1. Von den vielen Möglichkeiten der Berechnung wird zunächst die für hohe Temperaturen und Drucke geltende Standardkatanorm besprochen. In weitgehender Übereinstimmung mit dem tatsächlichen Mineralbestand von Tiefengesteinen und Katametamorphiten werden einfach zusammengesetzte wasserfreie Minerale berechnet, wie dies ähnlich auch in der CIPW-Norm geschieht. Das Studium der bisher wenig beachteten Heteromorphie von Eruptivgesteinen mit Hilfe der Äquivalentnorm wird an ausgewählten Beispielen erläutert. Die Zusammenfassung der Basis-

komponenten zu Basisgruppenwerten ermöglicht eine anschauliche graphische Darstellung der Variation von Gesteinsreihen (QLM-Dreieck).

Ein weiteres Kapitel ist der Anwendung der Äquivalentnorm beim Studium der metamorphen Gesteine gewidmet. Es liegt auf der Hand, daß gerade hier, wo wir es immer wieder mit isochemischen Umformungen zu tun haben, die Äquivalentnorm anderen Berechnungsmethoden überlegen ist. Eine Standardkatanorm und eine Standardepinorm werden angegeben, während die Auswahl der Komponenten für die Mesofazies, ihrem Charakter als Übergangszone entsprechend, fallweise erfolgt. Es sei hier angemerkt, daß *Niggli,* und wohl auch der Verfasser, die Fazien im Sinne von *Eskola* und *Turner* als Subfazien der Epi-, Meso- und Katafazies betrachten.

Schließlich werden auch noch die Vorschläge *Eskolas* und *Barths* zur Berücksichtigung der Anionen bei petrochemischen Berechnungen in ihrer Beziehung zur Äquivalentnorm dargestellt, und die Barthsche Standardzelle besprochen. Der Anhang enthält Tabellen der molekularen und atomaren Äquivalentzahlen für die wichtigsten gesteinsbildenden Oxyde.

Man kann dem Verfasser nur dankbar sein, daß er die teilweise schwer zugängliche Literatur in so klarer und übersichtlicher Weise zusammengefaßt hat. Das Buch ist für jeden, der sich mit dem Chemismus der Gesteine beschäftigt, unentbehrlich. Zahlreiche gut ausgewählte Beispiele ermöglichen es auch dem Anfänger, sich ohne besondere Schwierigkeiten, in die petrochemischen Berechnungsmethoden einzuarbeiten.

H. Wieseneder, Wien

Freiberger Forschungshefte. Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg. C 58. Mineralogie-Lagerstättenkunde, Vorträge des X. Berg- und Hüttenmännischen Tages, 28. bis 31. Mai 1958 in Freiberg. Mit 34 Abb. im Text und auf 2 Einlagen, 113 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1959. DM 9.—.

Das vorliegende Heft enthält eine Reihe bemerkenswerter Beiträge geochemischen und lagerstättenkundlichen Inhaltes:

E. Szádecky-Kardoss (Budapest) berichtet über die Geochemie der seltenen Elemente, ferner über Migrationserscheinungen bei magmatischen und metamorphen Gesteinsbildungsprozessen. — *J. Lombard* (Paris) betont in seinem Beitrag die Notwendigkeit einer Untersuchung der Konzentrationsform mineralischer Substanzen. *Fr. Rost* (Saarbrücken) behandelt eine Reihe von Problemen, welche die ultrabasischen Gesteine und ihre Lagerstätten bieten. — *E. von Hoyningen-Huene* (Halle) untersucht die Geologie der Kupfervorkommen im Rotliegenden von Zwickau und schließlich bringt *O. Elsner* (Freiberg) Bemerkungen zur Herkunft der Metalle im Kupferschiefer, wobei er die Deutung einer syngenetisch-sedimentären Entstehung des Kupferschiefers in vollem Umfang aufrechterhält.

F. Machatschki, Wien

Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium. Von *Clifford Frondel.* Geol. Surv. Bull. 1064. Mit 24 Textabb. und 1 Tafel, VIII, 400 S. Washington: U. S. Government Printing Office. 1958. Brosch. $ 1.50.

Seit 1948 hat U. S. Geol. Surv. das Studium der Mineralogie und Geologie von Uran und Thorium auf breiteste Basis gestellt. Von allem Anfang an war der Kurator der mineralogischen Abteilung des Museums der Harvard University Prof. *Cliff. Frondel* maßgeblich an diesen Arbeiten beteiligt. Nunmehr hat er sich auf Veranlassung des U. S. Geol. Surv. der mühevollen Aufgabe unterzogen, in erschöpfender Form die Mineralogie von Uran und Thorium systematisch

darzustellen: Das Werk wird nach einem historischen Rückblick durch einige kurze Bemerkungen über Radioaktivität, Autoradiographie, Altersbestimmung und Strahlungsstörungen in Kristallen eingeleitet. — Die Anordnung im beschreibenden Teil erfolgt nach chemischen Gesichtspunkten: Oxyde und Oxydhydrate, Karbonate, Sulfate, Molybdate, Phosphate und Arsenate, Vanadate, Silikate und Doppeloxyde. Bei jeder einzelnen der behandelten 84 Mineralarten die auszuscheidenden werden als solche genannt) werden, soweit verfügbar folgende Daten angeführt: Chemische Analysen, Mischkristallbildungen, Kristallographie, Elementarkörperkonstanten (eventuell für verschiedene Fundpunkte und auch für synthetisches Material), Raumgruppe, physikalische Eigenschaften, thermisches Verhalten, Pulverdiagrammdaten (d-Werte), Umwandlungen und Vorkommen. Die d-Werte waren zunächst schon früher gesondert publiziert worden (*Cl. Frondel, Daphne Riska* und *Judith Weiss-Frondel;* U. S. Geol. Surv. Bull. 1036-G, 1956) und sind mit der stärksten und den drei nächststarken Linien nach sinkendem d-Wert der ersteren jetzt auch in die Bestimmungstafeln des Anhanges aufgenommen worden; diese enthalten noch: Chemische Zusammensetzung, optische Eigenschaften, Farbe, spez. Gewicht und Fluoreszenz, je in Tabellenform. — Ein ausgedehntes Literaturverzeichnis mit über 600 Nummern und ein Mineralienverzeichnis (mit Synonymen) schließen das Werk ab.

Die vorliegende straff gefaßte Darstellung ist wohl die vollständigste und modernste auf dem einschlägigen Gebiet. Der niedrige Preis macht sie jedem Interessenten leicht zugänglich.

F. Machatschki, Wien

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie. Achte, völlig neu bearbeitete Auflage. Herausgegeben vom Gmelin-Institut für anorganische Chemie und Grenzgebiete in der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften. — Systemnummer 5: Fluor, Ergänzungsband. Mit 31 Textabb. und 1 Porträttafel, XVIII, 258 S. Weinheim/Bergstraße: Verlag Chemie G. m. b. H. 1959. Kart. DM 145.—, geb. DM 150.—.

Der vorliegende Ergänzungsband stellt praktisch eine vollkommene Neubearbeitung und Erweiterung von 86 auf 258 S. gegenüber dem Grundband (1926) dar. Davon entfallen 66 Seiten auf das kosmische (2 S.) und die irdischen Vorkommen des Fluors. Die Kristallchemie des Fluors ist in die Geochemie eingebaut; eine vierseitige Tabelle (theoretische und gefundene Grenzfluorgehalte) leitet diesen Abschnitt ein. Die folgenden Abschnitte betreffen die allgemeine Häufigkeit des Fluors, die Häufigkeit des Elementes in den verschiedenen Gesteinen der magmatischen, sedimentären und metamorphen Abfolge, in der Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre; alle Teilabschnitte sind mit umfangreichen Tabellen ausgestattet. Daran schließt sich eine diagrammatische Darstellung des Kreislaufes des Fluors. Die Mineralienaufzählung und -beschreibung des Grundbandes ist durch 7 Seiten ergänzt.

Im Anschluß daran wird das Element Fluor unter ausführlicher Behandlung der Darstellungsverfahren, seines physikalischen, elektrochemischen, chemischen und physiologischen Verhaltens gekennzeichnet; die Nachweis- und Bestimmungsmethoden für Materialien aller Art werden darin auf 25 Seiten behandelt. Der Rest des Bandes (117 Seiten) ist den Verbindungen des Fluors (unter besonderer Betonung des Fluorwasserstoffes) gewidmet.

Wie von nun ab in allen Teilen des Handbuches ist das einleitende, stark aufgegliederte Inhaltsverzeichnis parallel in deutscher und englischer Sprache gehalten; außerdem finden sich als weitere Neuerung die Randübersetzungen der

Einzelüberschriften der Kleinabschnitte im Text in englischer Sprache; beides ist für der deutschen Sprache schlecht Kundige sehr nützlich. — Allgemein ist die Literatur bis 1950 berücksichtigt, in manchen Punkten aber weit darüber hinaus.

Dem Bande ist ein Bildnis des Nobelpreisträgers Prof. Dr. *Otto Hahn,* des Präsidenten der Max-Planck-Gesellschaft, aus Anlaß seines 80. Geburtstages beigegeben.

F. Machatschki, Wien

Kompendium der Kristallkunde. Von *W. F. de Jong.* Unter Mitwirkung von *J. Bouman.* Deutsche, nach der 1. holländischen Auflage neu bearbeitete und erweiterte Ausgabe. Mit 227 Textabb., VIII, 258 S. Wien: Springer-Verlag. 1959. Ganzleinen S 264.—, DM 44.—, sfr. 45.—, $ 10.50, £ 3/15/—.

Wenn auch die Disposition des „Kompendiums der Kristallkunde" (erschienen in holländischer Sprache 1951 im Oosthoek-Verlag in Utrecht) aufrecht erhalten geblieben ist, so ergaben sich doch anläßlich der Übersetzung (besorgt durch Dr. *Erika Stradner,* Wien) zahlreiche vorteilhafte Neuerungen und Erweiterungen.

Die geometrische Kristallographie nimmt ein Drittel des als Repetitorium gedachten Buches in Anspruch; die Darstellung nimmt erst ziemlich spät Bezug auf strukturtheoretische Grundbegriffe und bringt in Kürze sogar die wichtigsten Formeln aus der sphärischen Trigonometrie. Wie in allen Teilen sind die Bezugnahmen auf die Ursprungsliteratur reichlich. In der Darstellung ist für den deutschsprachigen Benutzer manches ungewohnt oder wird in der deutschsprachigen Literatur — manchmal vielleicht mit Unrecht — nicht mehr verwendet. Ungewohnt ist z. B. die Wahl von griechischen Buchstaben für den Index, der sich auf die dritte Horizontalachse im hexagonalen System bezieht. Auch die Verwendung der Bezeichnung „Garben" (direkte und indirekte) fällt zunächst auf, führt aber zu dem viel später und überhaupt wenig verwendeten Begriff des reziproken Gitters über.

Der II. Abschnitt „Kristallstrukturkunde" umfaßt mit 40 Seiten knapp den halben Raum des ersten Abschnittes. Nach einer gründlichen geschichtlichen Einleitung werden Gittertheorie und Strukturbestimmungsmethoden (inklusive Fourier- und Patterson-Methoden) behandelt. Alles Notwendige wird, wenn auch in knapper, so doch in präziser Form gebracht.

Denselben Umfang nimmt der III. Abschnitt „Kristallchemie" ein. Ausführungen über die Bindungs- und Gitterarten leiten die auf ausgezeichnete Abbildungen gestützte Beschreibung zahlreicher Gittertypen ein; anschließend werden noch die Begriffe Isomorphie, Isotypie, Polymorphie usw. (hier muß man wohl sagen „äußerst") knapp behandelt.

Der IV. Hauptabschnitt „Kristallphysik" erreicht fast den Umfang des ersten. Die sich sehr günstig auswirkende Teilung in einen phänomenologischen und einen „erklärenden" Teil ermöglicht eine Trennung der vom Standpunkt des Kontinuums behandelbaren Erscheinungen von den mit dem Gitterbau und seinen Elementen zusammenhängenden Erscheinungen. Auch in diesem Abschnitt sind alle hereingehörigen Punkte berührt, aber dem engen Rahmen eines Repetitoriums entsprechend in manchen Belangen nur gestreift.

Ein Personen- und ein ausführliches Sachverzeichnis beschließen das vom Verlag bestens ausgestattete Buch. Die Zahl der aufschlußreichen Abbildungen ist gegenüber der holländischen Ausgabe um etwa 10% erhöht worden. Trotz der „erzwungenen" Knappheit in vielen Punkten wird es dem Zweck, als Repetitorium zu dienen, bestens gerecht werden.

F. Machatschki, Wien

Handbuch der Geomorphologie. Von *Otto Maull.* Zweite, neu bearbeitete und erweiterte Auflage. Mit 53 Abb. und 16 Tabellen im Text, 81 Abb. auf 44 Tafeln im Anhang, XI, 600 S. Wien: F. Deuticke. 1958. Geb. S 444.—.

Otto Maulls Werk liegt als erstes der großen Handbücher der Geomorphologie im deutschen Schrifttum der Nachkriegszeit in neuer Auflage vor. Diese erscheint nach einem durch neue Arbeitswege und ihre Erfolge erfolgten Umbruch in der Wertung dieser Wissenschaft. Trotz des Vordringens neuer Richtungen besonders auf dem Gebiet der klimabedingten Abwandlungen der exogenen Kräfte hält der Verfasser an der Stoffanordnung der ersten Auflage fest, die ihm den Einbau der neuen Erkenntnisse gestattet, aber auch Ausdruck seiner grundsätzlichen Auffassung ist: Die für die Oberflächengestaltung der Erde wesentlichen Wechselbeziehungen zwischen endogenem und exogenem Geschehen bleiben die oft erkenntliche Leitlinie des Werkes.

Das Werk läßt die Geomorphologie als Wissenschaft mit eigener Zielsetzung zur Geltung kommen. Von einem Geographen verfaßt, verfolgt es auch den Zweck, durch synthetische Betrachtungen eine Grundlage länderkundlicher Arbeit zu vermitteln. Von der Haltung des Verfassers sind die einleitenden Kapitel „Zur Grundlegung der Geomorphologie" getragen, mit wertvoller bis zur jüngsten Zeit geführten historischen Überschau über die Entwicklung der Geomorphologie als Wissenschaft, Stellungnahme zu den Arbeitsrichtungen und Darlegung der tragenden Gedanken mit Einbau der grundlegenden Begriffe.

Der große Hauptteil ist der „Analytischen Geomorphologie und geomorphologischen Landschaftskunde" gewidmet mit Behandlung der einzelnen Kräftegruppen. Die räumlich viel knapper gefaßte, grundsätzlich als gleichgeordnet angesehene „Systematische Geomorphologie" wird durch eine tabellenartige Überschau der morphographisch erfaßbaren einfachen und zusammengesetzten Formen jeweils mit einer Hauptuntergliederung in Hohl- und Vollformen vermittelt.

Eine unmittelbar auf die Aufgabe des Werkes gerichtete Überschau der endogenen Kräfte mit stärkerer Hervorhebung der für den Formenschatz besonders wichtigen epirogenen Vorgänge und anderseits die Berücksichtigung der Struktur und des Baumaterials mit eingehender Feststellung der geomorphologischen Wertigkeit der Gesteine schlagen die Brücke zu den grundlegenden Nachbarwissenschaften.

Die für die Auffassung des Autors bezeichnenden eigenen Ableitungen: Aufstellung von Entwicklungsreihen (der Wandabtragung, eine erste und zweite Reihe der Hang- und Hangrinnenbildung), von Wachtumstypen der Tälerlandschaft je nach dem Verhältnis zwischen endogenem und exogenem Geschehen. Einordnung der Gebirge in die Tälerlandschaft sind wie in der ersten Auflage beibehalten. In der Darstellung folgt der Verfasser vielfach dem historischen Gang der Erforschung, wie überhaupt die Berücksichtigung der Geschichte der Geomorphologie nicht nur in dem eigenen einleitenden Kapitel, sondern vielfach auch bei den einzelnen Abschnitten und Problemen einen Vorzug darstellt.

Die Fortschritte der Forschung seit der ersten Auflage finden vor allem in der grundsätzlichen Stellungnahme zur klimatischen Geomorphologie, sodann durch zahlreiche Einschaltungen und kleinere Umarbeitungen Berücksichtigung, wie auch durch Fortführung des mit 75 Seiten sehr umfangreichen sorgfältigen Schriftenverzeichnisses. In der Erörterung von Beispielen im Texte, wie in dem sehr guten Bilderanhang treten die dem Verfasser durch eigene Forschung vertrauten Räume (Mitteleuropa und Alpen, Süd- und Südosteuropa, Nordafrika, Brasilien) bevorzugt entgegen. Dies verstärkt die Eigenart des Werkes.

das als Handbuch in alle Probleme vielseitig und eingehend einführt, aber auch von stark ausgeprägter eigener Auffassung getragen ist. *H. Spreitzer,* Wien

Data on the Mineralogy and Petrology of the Dolomite-bearing Northern Contact Zone of the Quérigut Granite, French Pyrenees. Von *H. Struwe.* Mit 46 Kartenskizzen, Photos, Mikrophotos und Vergleichsröntgenpulverdiagrammen. 103 S. Proefschrift Leiden, Eduard Ijdo N. V. 1958. (Leidse Geologische Mededelingen 22, S. 237—349..)

Auf diese interessante Dissertation, die sehr sorgfältig ausgeführt und reichlich mit ausgezeichneten Abbildungen ausgestattet ist, sei aufmerksam gemacht. Sie behandelt nach der geologischen, petrographischen und hauptsächlich mineralogischen Seite hin ein bemerkenswertes Karbonat-Granitkontaktgebiet (Hornfelse und mineralreiche silikatische Skarnbildungen): ungefähr 25 Mineralarten und die entsprechenden Kontakt- und Begleitgesteine werden eingehend makro- und mikroskopisch beschrieben. *F. Machatschki,* Wien

Geologische und petrografische Situation der Serizit- und Chloritgneise der Elbtalzone. Von *Frohmut Wiedemann.* Mit 41 Photos und Abbildungen, 9 Tab., 89 S. (Freiberger Forschungshefte: C 55, Mineralogie.) Berlin: Akademie-Verlag. 1958. Brosch. DM. 8.—.

In den Phylliten der Elbtalzone finden sich Einschaltungen blastomylonitischer Chlorit- und Serizitgneise, die von *H. K. Scheumann* als Stirn der über das sächsische Granulitgebirge geschobenen Rotgneisdecke betrachtet wurden. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die Natur und das Alter des Ausgangsmaterials sowie das Alter der Verformung dieser Gesteine zu klären. Die untersuchten Felsarten bilden geringmächtige horizontbeständige geologische Körper, die über Entfernungen von 50 km hinweg zu verfolgen sind. Ihr Chemismus wird im Sinne einer magmatischen Herkunft gedeutet. Drei bisher noch nicht veröffentlichte Analysen, ausgeführt von *E. Wohlmann,* werden mitgeteilt und mit älteren Analysen zur petrochemischen Deutung der Gesteine herangezogen. Der Serizitgneis von Döbeln-Nossen besitzt alaskitischen Chemismus und wird wegen der auftretenden korrodierten Quarz- und Feldspatporphyroklasten als Abkömmling eines porphyrischen vielleicht auch eines granitporphyrischen Gesteins gedeutet. Auch die Lagerung spricht nach Meinung des Referenten für diese Auffassung. Dem etwas basischeren Chloritgneis fehlen Reliktstrukturen, doch wird wegen des Vorkommens pegmatoider Bildungen und prädeformativer granophyrischer Verwachsungen auf ein etwas tieferes Intrusionsniveau geschlossen. Ähnlich wie *Sander, Exner* und *Karl* konnte der Verfasser mehrere Kalifeldspat- und Plagioklasgenerationen nachweisen und in Beziehung zur Deformation setzen. Die Angaben über die mineralfazielle Stellung der untersuchten Gesteine spricht für Rekristallisation unter den Bedingungen der Grünschieferfazies. Umwandlungen von Alkalifeldspaten in Serizit und Quarz (Deformationsverglimmerung) werden beschrieben. Die Verformung der Gesteine erfolgte während der varistischen Gebirgsbildung, so daß ihre Intrusion vorvaristisch, vermutlich kaledonisch, anzunehmen ist. Die an Informationen reiche Arbeit enthält noch weitere Angaben über Turmalingranite, feldspatführende Quarzitschiefer und untergeordnete Einlagerungen innerhalb der Quarzphyllite. Auch Gefügeuntersuchungen wurden durchgeführt. *H. Wieseneder,* Wien

Atlas von Niederösterreich. Herausgegeben von der Kommission für Raumforschung und Wiederaufbau der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und vom Verein für Landeskunde von Niederösterreich und Wien. Redigiert von *E. Arnberger*. 5. bis 7. Doppellieferung. Wien: Kartographische Anstalt Freytag & Berndt und Artaria. Preis des nun (1959) abgeschlossenen Gesamtwerkes: Loseblattausgabe ö. S 996.—, DM 165.—, sfr 167.—, USA $ 38.50. Halbleinenband mit Schraubverschluß ö. S 1200.—, DM 200.—, sfr 202.—, USA $ 46.50.

Die 5. Doppellieferung bringt zuerst eine tektonische Übersichtskarte 1 : 500.000 von Niederösterreich (Dr. *P. Beck-Managetta*), dann Karten und Diagramme über die niederösterreichische Landwirtschaft, den Fremdenverkehr und Bevölkerungsstatistik, Kartenbilder Niederösterreichs vom 15. bis 19. Jahrhundert, Verteilung der Eisenzeitfunde und viele andere interessante Kartendarstellungen aus dem kulturellen Sektor.

Die 6. Doppellieferung enthält eine Lagerstättenkarte, die auch die kleinsten Vorkommen an nutzbaren Mineralien und Gesteinen aller Art erfaßt (*K. Lechner, A. Ruttner* und *R. Grill*). Daran schließen sich Karten über die Verteilung der Windrichtungen, bevölkerungskundliche und kulturelle Belange betreffende Karten; auf 3 Blättern werden Landschaftstypen in Farbaufnahmen aus den nördlichen Teilen Niederösterreichs gezeigt *(E. Arnberger)*, ferner ist in dieser Mappe eine topographische Karte 1 : 66.000 von Wien enthalten.

Die 7. Doppellieferug enthält als Schlußlieferung zunächst Titelblatt, Vorwort, Verzeichnis der 75 Mitarbeiter und Inhaltsverzeichnis. Man findet hier eine Bodentypenkarte mit Profilen dazu *(J. Fink)*, bevölkerungsstatistische und viele historische Karten. 3 Tafeln mit Farbaufnahmen von Landschaftstypen aus dem südlichen Teil des Landes *(E. Arnberger)* füllen die Lieferung auf.

Der Atlas im Gesamten besteht aus 142 Blättern, davon 127 Kartenblätter mit 238 Haupt- und Nebenkarten, eine erdgeschichtliche Übersichtstafel, fast 200 Abbildungen ur- und frühgeschichtlicher Funde, zahlreiche graphische Darstellungen usw. Das Werk muß im ganzen gesehen als eine, wohl auf einen relativ kleinen Raum beschränkte, aber hier umfassende, alle wesentlichen Belange in beispielgebender Art erfassende Darstellung bezeichnet werden, die sicherlich vielerorts Nachahmung finden wird.

F. Machatschki, Wien

Tertiär. Von *A. Papp* und *E. Thenius*. Handbuch der Stratigraphischen Geologie, III. Band, herausgegeben von *Fr. Lotze*. Erster Teil: Grundzüge regionaler Stratigraphie. Bearbeitet von *A. Papp*, Wien. Mit 89 Abb., 63 Tab., XI, 411 S. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1959. Geh. DM 84.50. Ganzleinen DM 88.—.

Mit dem von Prof. Dr. *F. Lotze* herausgegebenen Handbuch der stratigraphischen Geologie wird eine zusammenfassende und modern ausgerichtete Darstellung des in der Fülle der Veröffentlichungen vielfach nicht mehr übersehbaren stratigraphischen Originalmaterials angestrebt. Als zeitlich erster liegt nunmehr Band III, Tertiär, vor, der durch gesonderte Darstellung der Wirbeltierfaunen in ihrer Bedeutung für die Tertiärstratigraphie in zwei Teile gegliedert ist. Der hier zu besprechende erste Teil hat *A. Papp* zum Autor, der für einige spezielle Kapitel des Buches noch eine Anzahl bewanderter Mitarbeiter gewinnen konnte.

Der allgemeine Abschnitt des ersten Teiles umfaßt neben der Gliederung des Tertiärs die Grundzüge der Entwicklung der Evertebrata in diesem Zeitabschnitt. Die Foraminiferen, unter ihnen besonders die planktonischen Kleinforamini-

feren und die Großforaminiferen, gewinnen gegenüber anderen Fossilgruppen eine stratigraphisch ständig wachsende Bedeutung. Morphologisch-genetische Studien an den einzelnen Organismengruppen, wie sie für die Erstellung von Biozonen als Grundlage regionaler Korrelierung Voraussetzung sind, liegen in noch viel zu geringem Ausmaße vor.

Die Darstellung Europas nimmt den größeren Teil des stratigraphischen Hauptabschnittes ein und weist durch getrennte Beschreibung der paläogenen und neogenen Ablagerungen eine Zweigliederung auf. Typuslokalitäten bzw. Typusprofile werden besonders eingehend behandelt. Zahlreiche Tabellen und Skizzen geben hier, wie im gesamten Buche die Auffassung des Autors in eindeutiger und übersichtlicher Weise wieder, wofür der Leser dankbar sein wird.

Afrika wird anschließend von *A. Tollmann* dargestellt, das Tertiär von Kleinasien von *K. Turnovsky,* die Indo-Pazifische Region von *M. F. Glaessner.* Der restliche Teil Asiens und der gesamte amerikanische Kontinent werden wieder von *A. Papp* abgehandelt.

In einem eigenen Teil C bringt *W. Claus* eine konzentrierte Darstellung der stratigraphischen Möglichkeiten im Tertär auf palynologischer Basis.

Im ganzen ist es dem Autor mit diesem Buche gelungen, dem Leser eine neue biostratigraphische Gesamtschau vor Augen zu führen, und er hat damit das im Rahmen des Handbuches der Stratigraphischen Geologie gesteckte Ziel in glücklicher Weise erreicht.

R. Grill. Wien

Tertiär. Von *A. Papp* und *E. Thenius.* Handbuch der Stratigraphischen Geologie, III. Band. Zweiter Teil: Wirbeltierfaunen. Bearbeitet von *E. Thenius.* 12 Abb., 32 Tab. und 10 Tafeln, IX, 328 S. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1959. Geh. DM 63.50, Ganzleinen DM 67.—.

Die Bedeutung, welche den Wirbeltieren für die Stratigraphie des Tertiärs zukommt, veranlaßte die Bearbeitung der tertiären Wirbeltierfaunen in einem besonderen Band des Handbuches der Stratigraphie. Das Schwergewicht liegt dabei auf den Säugetierfaunen, besonders den Landsäugetieren, und deren Rolle in der stratigraphischen Gliederung, vor allem kontinentaler Ablagerungen des Tertiärs. Verschiedene Faktoren, wie z. B. das rasche Evolutionstempo, bedingen die Eignung der Säugetiere für stratigraphische Zwecke. Wesentlich ist weiters die rasche Ausbreitungsfähigkeit mancher Säugetiergruppen, besonders der Huftiere, die ihnen ein im geologischen Sinne gleichzeitiges Auftreten in enormen Räumen ermöglicht. Ein berühmtes Beispiel stratigraphisch wichtiger Huftiere sind die fossilen Pferde. — Der Inhalt des Bandes gliedert sich in folgender Weise: In der Einleitung werden die Prinzipien der stratigraphischen Parallelisierung mit Hilfe der Wirbeltiere und deren Bedeutung für die Tertiärstratigraphie behandelt (S. 2—11). Dann folgt der Hauptteil des Buches, in dem die tertiären Wirbeltierfaunen in regionaler Anordnung, gegliedert nach Kontinenten behandelt werden (Europa S. 11—106, Asien 106—145, Nordamerika und Mittelamerika 145—218, Südamerika, Antillen und Antarktis 218—247, Afrika 247—271, Australien, Neuseeland, Neuguinea und Ozeanien 271—275). Im Umfang dieser Kapitel spiegelt sich der Stand der Erforschung und die regionale Bedeutung der Wirbeltierfaunen für die Stratigraphie. Der Aufbau innerhalb der Abschnitte erfolgt chronologisch, jeweils mit der ältesten stratigraphischen Einheit beginnend. — Ein Schlußkapitel erörtert die Grenzprobleme und die internationale Korrelation mt Hilfe der Wirbeltierfaunen. Die Übersichtlichkeit der Darstellung wird durch zahlreiche stratigraphische Tabellen und Kartenskizzen im Text unterstützt. Schließlich folgen 10 Tafeln in Strich-

manier, die der Darstellung der wichtigsten Wirbeltiere des Tertiärs gewidmet sind. Wichtig sind die jedem der regionalen Abschnitte beigegebenen Literaturverzeichnisse, sowie ein Gesamtregister am Schluß des Buches, in dem die Namen aller wichtigen tertiären Wirbeltierfaunen, Fundorte, Fundhorizonte und Schichtbezeichnungen nachgeschlagen werden können. — Das Buch wird für jeden Naturwissenschaftler, der sich über die tertiären Wirbeltierfaunen und deren stratigraphische und regionale Verteilung informieren will, ein wertvoller und willkommener Behelf sein.

H. Zapfe, Wien

Nachrichten

Band II (Mathematische Tabellen) der Internationalen Tabellen für Röntgenkristallographie, herausgegeben für die Internationale Union für Kristallographie, ist nunmehr fertiggestellt. Der Preis beläuft sich auf £ 5/15/0. Porto und Verpackung eingeschlossen; aber Mitglieder der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, der Physikalisch-Chemischen Gesellschaft usw. können für ihren persönlichen Gebrauch je ein Exemplar zum Subskriptionspreis von £ 3/10/0, postfrei unter Benützung eines besonderen Bestellungsformulars, das mit dem Prospekt von der Kynoch Press, Witton, Birmingham 6, England, erhalten werden kann.

Der erste Kongreß der International Mineralogical Association wurde vom 28. August bis 4. September 1959 an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich abgehalten. An die Geschäftssitzungen des Executiv-Komitees und der vier Kommissionen schlossen sich zwei Symposien (Zwillingsbildungen und alpine Kluftmineralien) und zwei dreitägige Exkursionen in die Schweizer Alpen an.

Am 14. April 1959 starb der langjährige Vorstand der Mineralogischen Abteilung des British Museum (Natural history) und Herausgeber des Mineralogical Magazine Dr. *Leonard James Spencer*, ScD., F. R. S., Träger der Roebling-Medaille 1940; am 7. Juni 1959 starb Prof. *Alexander Newton Winchell*, Träger der Roebling-Medaille 1955.

Am 28. Juni 1959 starb kurz nach Emeritierung der Professor für Mineralogie und Petrographie an der Universität Kiel Dr. *Johannes Leonhardt*.

Prof. *Paul Georg Karl Ramdohr*, Direktor des mineralogischen Institutes der Universität Heidelberg und unter anderem korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, feierte am 1. Jänner 1960 die Vollendung des 70. Lebensjahres.

Hofrat Prof. Dr. *Hermann Tertsch*, Wien, Inhaber der Fr. Becke-Medaille, korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Ehrenmitglied der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, feiert am 19. Februar 1960 die Vollendung seines 80. Lebensjahres.

Vom 15. bis 24. August 1960 findet in *Cambridge*, England, die 5. Generalversammlung und der 5. Kongreß der Internationalen Union für Kristallographie statt. Zwei Symposien sind im Rahmen des Kongresses geplant: „Thermische Bewegung in Kristallen und Molekülen" und „Gitterfehler und mechanische Eigenschaften der festen Materie". Für die Zeit vor und nach dem Kongreß sind Laboratoriumsbesuche in ganz England vorgesehen. An den Kongreß schließt sich eine Sommerschule in Manchester (College of Science and Technology) an (29. August bis 9. September 1960), in deren Rahmen die modernen Methoden der Kristallstrukturbestimmung behandelt werden. Die Anmeldungen zum Kongreß müssen bis 1. März 1960 erfolgen: Prof. *W. H. Taylor*, Crystallographic Laboratory, Cavendish Laboratory, Cambridge, England. Von dieser Stelle können auch die Anmeldungsformulare angefordert werden.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

In memorian Ciro Andreatta

Am 6. Februar 1960 verschied völlig unerwartet Professor *Ciro Andreatta* in Bologna. Zahlreiche wissenschaftliche und menschliche Kontakte verbanden ihn mit österreichischen Fachkollegen, die das frühe Hinscheiden des beliebten und erfolgreichen Forschers schmerzlich betroffen hat. *Andreatta* wurde am 23. Januar 1906 in Pergine bei Trient geboren. Er besuchte das Gymnasium in Rovereto und widmete sich dem Studium der Geowissenschaften an den Universitäten Mailand und Padua. Als Schüler *Bianchis* promovierte er 1928 in Padua; er wurde 1930 Assistent bei seinem Lehrer und habilitierte sich 1932. 1936 wurde er als ordentlicher Professor der Mineralogie an die Universität Messina berufen. 1938 folgte er einem Ruf an die Universität Bologna. Dort leitete er bis zu seinem Tode das Institut für Mineralogie und Petrologie, das er durch Angliederung eines Institutes für Erzlagerstättenkunde und einer Abteilung für Petrotektonik im Rahmen des Bologneser Forschungszentrums in Trient erweiterte.

Nach der Beendigung seiner Studien befaßte er sich zunächst mit kristallographischen Arbeiten an Arsenopyriten, Magnetkiesen und Hydrosulfaten aus Trientiner Lagerstätten. In der Vitriolwand der Lagerstätte Raibl entdeckte er ein Zn-Fe-Hydrosulfat, das er zu Ehren seines Lehrers „Bianchit" nannte. Sein Hauptinteresse aber galt der Gesteinskunde. Bereits in Padua kam er mit den Fragen des jungpaläozoischen Vulkanismus in Südtirol in Berührung und griff dieses Problem mit dem ihm eigenen Enthusiasmus nach einer zwanzigjährigen Pause wieder auf.

Andreattas Hauptwerk sind wohl die Arbeiten in der Ortlergruppe, die sich über einen Zeitraum von nahezu 30 Jahren erstreckten. In zahlreichen geologischen Karten, Profilen, Monographien und Detailarbeiten sind die Ergebnisse dieser Studien niedergelegt. Durch ihn wurde eine bedeutende Störungslinie, die er „Peio-Linie" nannte, festgestellt. Sie trennt kristalline Komplexe verschiedenen Metamorphosegrades und ist von mächtigen Myloniten begleitet. Seine mikroskopischen Studien führten zur Aufstellung von fünf petrogenetischen Phasen, die den polymetamorphen Charakter dieses Abschnittes der Zentralalpen klar erkennen lassen. Für die beiden ersten Phasen vermutete er präherzynisches Alter. In den älteren Abschnitt fällt die Bildung der Paraschiefer und die Intrusion peridotitischer Magmen. In der zweiten Phase beginnt eine ausgedehnte Granitisation und eine Überprägung der Paraschiefer. Die dritte Phase ist nach *Andreatta* herzynisch und äußert sich in einer weiteren metamorphen Umgestaltung der Paraschiefer und ebenfalls

in einer starken Granitisation. Die alpine Gebirgsbildung bringt eine neuerliche Durchbewegung der Gesteine, die teilweise unter den Bedingungen der Epi- bzw. Mesozone rekristallisiert sind. Die letzte Phase ist durch klastische Deformationen sowie durch hydrothermale Vorgänge gekennzeichnet.

Es war für *Andreatta* kennzeichnend, daß er, stets von dem genau untersuchten Detail ausgehend, Allgemeingültiges abzuleiten versuchte. So konnte er bei der Mineralogentagung 1953 in Leoben einen wichtigen Beitrag zum Thema „Stoffmobilisation und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose" geben. Er griff in die lebhafte Diskussion um die Bildung der Sericit-Klinozoisit-Mikrolithen in den Plagioklasen alpiner Gneise ein und vertrat mit guten Gründen ihre Bildung im Gefolge der Gesteinsmetamorphose unter den Bedingungen der Epi- oder Mesozone. Auch zum Problem der Genesis der Magnesitlagerstätten im Ortlergebiet nahm er Stellung und trat auf Grund seiner Beobachtungen für ihre metasomatische Bildungsweise ein.

Andreatta verbrachte einige Zeit in Innsbruck, um sich bei *Sander* mit den Methoden der Gefügeanalyse vertraut zu machen, deren Bedeutung er frühzeitig erkannte. Er hat sich auch selbst mit dem Problem der Regelung mehrerer Mineralkomponenten nebeneinander in metamorphen Gesteinen beschäftigt und Ideen zur Anwendung der Gefügeuntersuchung bei der Lösung geologischer Probleme entwickelt. Auch der Klassifikation der Eruptivgesteine auf quantitativer mineralogischer Basis hat er sein Augenmerk zugewendet und eine graphische Darstellungsmethode vorgeschlagen. Im November 1959 trat er in Frankfurt bei einem Petrographensymposion zum letztenmal im deutschen Sprachgebiet hervor.

Dem hochgeschätzten Gelehrten wurden zahlreiche Ehrungen und Auszeichnungen zuteil. Die Accademia Nazionale dei Lincei zeichnete ihn 1951 mit ihrem Landespreis aus. Er war Mitglied mehrerer italienischer Akademien und korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft und die Geologische Gesellschaft in Wien betrauern ein hochgeschätztes Mitglied. Wiederholt hat er seine Gedanken in lebhaften und klaren Vorträgen dem Kreise österreichischer Fachkollegen dargelegt.

Mit *Andreatta* verliert die alpine Petrologie einen ihrer hervorragendsten Vertreter.

H. Wieseneder

Ein vollständiges Verzeichnis der Veröffentlichungen von *Ciro Andreatta* erscheint u. a. im 53. Bd. (1960) der Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien.

Einige mineralogische, Verfärbung und Lumineszenz betreffende Gesichtspunkte

Von

Karl Przibram, Wien

(Eingegangen am 17. Februar 1960)

In meinem Buche „Verfärbung und Lumineszenz", Springer-Verlag, Wien 1953, habe ich versucht, die damaligen experimentellen Ergebnisse und Theorien über Färbung von Kristallen durch Bestrahlung und die damit zusammenhängenden Lumineszenzen zusammenzufassen und zur Erklärung verschiedener Erscheinungen an natürlichen Mineralien anzuwenden. Im folgenden seien einige aus diesen Betrachtungen sich ergebende allgemeinere Gesichtspunkte herausgehoben und neuere Beobachtungen angeführt.

Zunächst die Kriterien einer natürlichen Bestrahlungsfarbe, die selbstverständlich voraussetzt, daß die im Mineral vorhandenen Spuren von Radioaktivität zu ihrer Erzeugung in einer geologisch zulässigen Zeit genügen:

1. Die Farbe wird durch Erhitzen zerstört (meist genügen 200 bis 300° C), manchmal auch durch Belichtung.

2. Bei Entfärbung tritt häufig Thermolumineszenz auf, manchmal auch Radiophotolumineszenz.

3. Das entfärbte Mineral wird durch energiereiche Strahlung — Röntgen oder Radiumstrahlen — wieder gefärbt, wobei im allgemeinen dieselben Absorptionsmaxima auftreten wie im Naturzustand, oft aber in sehr verschiedener relativer Intensität.

Es muß nicht unbedingt dieselbe Farbe auftreten wie im Naturzustand und zwar aus zwei Gründen: erstens werden durch die viel intensivere künstliche Bestrahlung auch labile Farbzentren gebildet, die bei der schwachen, in der Natur auftretenden Bestrahlung nicht erscheinen, da sie ebenso rasch verschwinden, wie sie gebildet werden. Man kann da von einem *Prinzip der natürlichen Auslese des Stabilsten* sprechen, das auch für die Lumineszenz gilt. Beispiele sind, was die Verfärbung betrifft, das Fehlen der sehr labilen Purpurfärbung des Sylvins in der Natur, das Überwiegen des sehr

stabilen blauen Steinsalzes über das viel labilere strahlungsgefärbte gelbe, das häufigere Vorkommen violetten Fluorits gegenüber dem labileren rein blauen, das Fehlen der grünen Bestrahlungsfarbe des Kunzit in der Natur. Daß die viel stabilere natürliche Rosafarbe des Kunzits auch eine Bestrahlungsfarbe ist, wurde neuerdings wieder von Miss *Claffy* [1] festgestellt. Damit stimmt überein, daß nach *Sinkankas* [2] die rosa Farbe frisch zutage geförderter Kunzitkristalle am Tageslicht abblaßt, manchmal bis zur Farblosigkeit. Ein Beispiel aus dem Gebiet der Lumineszenz ist der Beginn der Thermolumineszenz der Fluorite im Naturzustande bei weit höheren Temperaturen als nach künstlicher Bestrahlung.

Zweitens kann bei der künstlichen Entfärbung durch Erhitzen durch das rasche Erwärmen und wieder Abkühlen im Laboratorium der Störungszustand des Kristalls geändert werden durch Bildung anderer, im Naturzustand nicht vorhandener Verfärbungszentren.

Ein weiteres allgemeines Prinzip ist das des *optimalen Störgrades*. Man darf nicht erwarten, daß die Farbe um so tiefer wird, je größer die Bestrahlungsdosis. In der Regel erreicht die Farbe einen Sattwert. Es sind aber auch eine Reihe von Fällen bekannt, bei denen die Färbung bei Überschreitung einer gewissen Dosis wieder abnimmt. Außer der Tatsache der Ausbleichungshöfe im Fluorit von Wölsendorf kann hier noch angeführt werden, daß nach *Dunham* [3] der dunkelviolette Fluorit einer Mine in Derbyshire, in der während des Krieges das Radium eines Spitals untergebracht war, sich schließlich in der Nähe des Radiums als entfärbt erwies. Hier handelt es sich um Störungen durch die Strahlung. Aber auch bei Störung durch Verunreinigung sowie durch plastische Verformung gilt dasselbe: während zunächst durch beide Umstände die Verfärbbarkeit zunimmt, nimmt sie nach Überschreitung eines gewissen Störgrades wieder ab. Ähnliches gilt für die Lumineszenz: die Radio-Photolumineszenz kann durch Überbestrahlung geschwächt werden und lange bekannt ist ja, daß es für Fluoreszenz und Phosphoreszenz eine optimale Aktivatorkonzentration gibt.

Die Strahlungsverfärbung hängt mit Störungen des Kristallgitters zusammen. Daß die einfachsten Verfärbungszentren Anionenlücken sind, wird heute allgemein anerkannt. Durch Aufnahme eines Elektrons verwandeln sie sich in die meist im Sichtbaren absorbierenden F-Zentren; das Elektron stammt dabei von einem Anion, das ein Strahlenquant absorbiert hat und sich so, eventuell unter Anlagerung an eine Kationenlücke, in ein UV-absorbierendes V-Zentrum verwandelt. Für die komplizierteren höheren Farbzentren, die längerwelliges Licht absorbieren, hat *F. Seitz* ein System von Lückengruppen mit angelagerten Elektronen angegeben, das eine

vorzügliche Arbeitshypothese bildet, im einzelnen aber doch vielleicht noch abzuändern ist [4].

Daß die Verfärbbarkeit auf Störungen des Gitters beruht, geht am deutlichsten aus ihrer Begünstigung durch plastische Deformation hervor. Hier ist aber zu betonen, daß nicht jede plastische Deformation Verfärbungszentren liefert. Die *Baumhauer*schen Umklappzwillinge des Kalzits zeigen keine andere Verfärbung als der unbeeinflußte Kristall, weder nach Farbton (gelb) noch nach Intensität. Während also die einfache Schiebung ohne Einfluß auf die Verfärbung ist, werden zusammengepreßte Kalzitkristalle durch Bestrahlung graublau. Diese Beobachtungen des Verfassers sind neuerdings durch *Handin* und andere [5] durch Verwendung viel stärkerer Strahlungsquellen in eklatanter Weise bestätigt worden: während nach Schiebung die Bestrahlungsfarbe des Kalzits auch da gelb blieb, wurden durch Translation verformte Kristalle tief blau, ja beim Pressen von Marmor ließ sich die Orientierung der einzelnen Körner an ihrer Bestrahlungsfarbe erkennen, da jene Körner, deren Orientierung so war, daß der angewendete Druck nur Schiebungen verursachte, gelb, solche bei denen Translation auftrat, aber blau wurden. Bei tieferem Eingehen auf die Erzeugung von Störungen durch Verformung werden diese Beobachtungen zu berücksichtigen sein.

Nun einige Bemerkungen über Fluoreszenz. Bekanntlich ist die Fluoreszenzanalyse ein nützliches, viel gebrauchtes Hilfsmittel der Forschung und Technik, das aber vorsichtig gebraucht werden muß. Hier ein Beispiel: Der Verfasser und seine Mitarbeiter haben vor längerer Zeit bewiesen, daß die zweiwertigen Seltene-Erdionen breite Fluoreszenzbanden aufweisen, und zwar Eu^{++} blau, nachgewiesen am $EuCl_2$ selbst und in CaF_2 und vielen anderen Grundsubstanzen, Yb^{++} gelbgrün, nachgewiesen in CaF_2, Sm^{++} rot im $EuCl_2$ und $CaSO_4$, und Tu^{++} rot in $CaSO_4$. Es war damit die bekannte blaue Fluoreszenz vieler Fluorite auf Spuren von Eu^{++} zurückgeführt, die gelbgrüne bei Tieftemperatur auftretende auf Yb^{++}. Es lag nun nahe, die rote Fluoreszenz, die manche Fluorite teils im Naturzustand, teils nach künstlicher Bestrahlung zeigen, dem Sm^{++} zuzuschreiben, wie es der Verfasser trotz gewisser Unstimmigkeiten getan hat. Nun haben aber neuere Versuche von *H. Adler* und *Ingrid Kveta* [6] ergeben, daß diese Zuordnung nicht Stich hält; vielmehr hängt diese rote Fluoreszenz anscheinend mit der Aufnahme von Sauerstoff durch das CaF_2 in Verbindung mit den durch Bestrahlung gebildeten Farbzentren zusammen. Die genannten Autoren bezeichnen diese Kombination als Glühzentrum (GZ), da sie ein Glühen in Luft oder unvollkommen getrockneten Gasen zur Vor-

aussetzung hat. Man erkennt hieraus die Unsicherheit der Zuordnung einer Fluoreszenz zu einem bestimmten Aktivator bloß auf Grund der Farbe hin, und selbst eine angenäherte Übereinstimmung in der Lage des Emissionsmaximums, wie es hier nach früheren Spektogrammen vorzuliegen schien, ist trügerisch, insbesondere im langwelligen Gebiet, wo das Bandenmaximum durch die Wellenlängen-Abhängigkeit der Plattenempfindlichkeit vorgetäuscht sein kann. Etwas anderes ist es bei den dreiwertigen Seltene-Erdionen mit ihren scharfen Linien im Fluoreszenzspektrum. Der in meinem Buch auf S. 177 hervorgehobene Zusammenhang zwischen roter Fluoreszenz und Blaufärbung ist jetzt nicht auf Sm^{++}, sondern auf die GZ zurückzuführen.

Recht uncharakteristisch ist auch das über das ganze sichtbare Gebiet reichende Spektrum (ein oder zwei Maxima zwischen 430 und 480 mμ) einer im Mineralreich weit verbreiteten grünlich-bläulichen Fluoreszenz, die auch an vielen käuflichen anorganischen Chemikalien beobachtet wird. Die Erscheinung zeigt aber ein recht einheitliches thermisches Verhalten. Werden die Proben mäßig erhitzt, so tritt dann die Fluoreszenz weit stärker auf, werden sie geglüht, so wird das Fluoreszenzvermögen vernichtet oder wenigstens stark geschwächt, wobei die Farbe der Fluoreszenz oft in Gelb übergeht. Wiedererwärmen nach Exposition an der Luft stellt in vielen Fällen das Fluoreszenzvermögen der ausgeglühten Proben wieder her, eine Erscheinung, die ich durch Tempern reversible Fluoreszenz nannte [7]. Ich glaubte sie zuerst im Anschluß an Arbeiten von *Ewles* [8] auf adsorbiertes Wasser zurückführen zu sollen, spätere Versuche [9] haben aber gezeigt, daß es sich um eine Wirkung atmosphärischen organischen Staubes handelt, der auf anorganische Pulver niedergeschlagen, nach Erhitzen verstärkte Fluoreszenz zeigt.

Die hier besprochene bläuliche Fluoreszenz, die mit Radioaktivität nichts zu tun hat, wurde bisher an den folgenden Mineralien beobachtet: Anhydrit von Kreuth, Kalkstein von Aker (Schweden), Tropfstein von Kremsmünster, Colemanit aus der Türkei, Analzim von Frombach, Desmin und Skolezit von Island, Talk von Sunk bei Trieben und von Mautern, Amazonit von Sibirien und vom Pike's Peak, Mikrolin von der Königsalm, Orthoklas von Baveno, Minsk und Elba, Periklin von Neuseeland, Perthit von Südaustralien, Middletown (Connecticut) und Chester County (USA), Wollastonit vom Monte Baldo.

Für den organischen Ursprung dieser Fluoreszenz spricht folgendes:

1. Viele organische Stoffe zeigen eine ähnliche Fluoreszenz.

2. Mäßiges Tempern verstärkt die Fluoreszenz, wie ich dies auch für die Haut gefunden hatte. Schon früher fand *P. Wels*[10] daß die Fluoreszenz von Serum-Euglobulin-Lösungen durch mäßiges Erwärmen verstärkt wird. An einem von Prof. *Tupy* zur Verfügung gestellten Globulin konnte ich mich überzeugen, daß dies auch im festen Zustand der Fall ist. Ähnliches zeigen auch einige Aminosäuren, die ich Herrn Dr. *Munczak* verdanke. Analoge Beobachtungen haben *Fonda* und *Glasser*[11] an der Fluoreszenz von Zähnen gemacht.

3. Verschiebung des Farbtones der Fluoreszenz gegen Gelb durch mäßiges Tempern, wie ich es auch an der Haut beobachtet hatte, und das durch teilweise Verkohlung der organischen Substanz bedingt sein könnte. Es sei hier auch bemerkt, daß manche Mineralien (Talk, Orthoklas von Elba, Perthit von Südaustralien) bei Erhitzung eine Schwärzung zeigen, die bei stärkerem Glühen wieder verschwindet.

4. Zerstörung des Fluoreszenzvermögens durch Glühen.

5. Dasselbe durch Behandlung mit einem Salpetersäure-Schwefelsäuregemisch.

6. Regenerierung durch Erwärmung der ausgeglühten Proben mit Spuren organischer Substanzen (Aminosäuren).

Bemerkenswert erscheint, daß diese durch Glühen zerstörbare Fluoreszenz auch an Feldspäten, und zwar auch an Perthiten, auftritt, also an magmatischen, bei hoher Temperatur entstandenen Mineralien, und zwar auch an frischen Bruchflächen, wo eine nachträgliche Kontaminierung ausgeschlossen ist. Da Feldspäte keine Radio-Photofluoreszenz zeigen, schien dies Verhalten paradox; es wird aber verständlich durch die Annahme, es seien organische Stoffe bei niedrigerer Temperatur entstanden oder, wahrscheinlicher, eingedrungen.

K. Kalle[12] hat in einer ausführlichen Arbeit über die Fluoreszenz der Niederschlagswässer ihren organischen Träger als in der Erdrinde allgegenwärtig bezeichnet; dies findet hier eine weitere Bestätigung ebenso wie die von *Oparin*[13] angegebene Anwesenheit organischer Stoffe in magmatischen Mineralien.

Da auch in Steinmeteoriten gelegentlich organische Substanzen gefunden werden, könnte die hier besprochene Fluoreszenz auch bei diesen auftreten. Indessen verliefen bisher alle Versuche sie sicher nachzuweisen negativ[14]. Das scheint aber mit dem extraterrestischen Ursprung der Meteorite nichts zu tun zu haben, denn *irdische* Olivine fluoreszieren vor der Analysenlampe auch nicht. Bei Erregung mit Elektronen- und Ionenstrahlen zeigen viele Me-

teorite nach *Buddhue* [14] bläuliche Fluoreszenz (und Phosphoreszenz), die aber wahrscheinlich anderer Natur ist.

Anmerkung bei der Korrektur: Die Fluoreszenz organischer Spuren konnte jetzt auch an gewissen Meteoriten *(Hvittis, Stannern)* festgestellt werden; ob ihre Träger schon aus dem Weltraum mitgebracht oder erst auf der Erde aufgenommen wurden, muß noch dahingestellt bleiben.

Literatur

1. *Claffy, E.,* Amer. Mineral. *38,* 919, 1953. — 2. *Sinkankas, J.,* Gems and Gemology, *9,* 80, 1957. — 3. *Dunham, K. C.,* Fluorspar, Mem. Geolog. Survey, Special Report on the Mineral Resources of Britain, No. 4, 1952. — 4. Über die Verteilung der höheren Farbzentren und von ultramikroskopischen bis makroskopischen Hohlräumen nach Anwachszonen in natürlichen Steinsalzkristallen siehe *Przibram,* Wien. Ber. II, *163,* 329, 1954. — 5. *Handin, J., D. V. Higgs, D. R. Lewis & P. K. Weyl,* Bull. Geolog. Soc. Amer. *68,* 1203, 1957. — 6. *Adler, H. & I. Kveta,* Wien. Ber. II. *166,* 199, 1957. — 7. *Przibram, K.,* Wien. Ber. II *166,* 111, 1957; Tschermaks Mitt. *6,* 419, 1958. — 8. *Ewles, J.,* Nature *126,* 706, 1930 und spätere Arbeiten. — 9. *Przibram, K.,* Wien. Anz. 19. Februar 1959; 15. Oktober 1959. — 10. *Wels, P.,* Pflügers Archiv, *219,* 738, 1928. — 11. *Fonda, G. R. & J. Glasser,* J. Amer. Chem. Soc. *60,* 732, 1938. — 12. *Kalle, K.,* Ann. d. Meteorologie, 7, 374, 1955/56. — 13. *Oparin, A. I.,* Die Entstehung des Lebens auf der Erde, 3. Aufl., Berlin 1957. — 14. *Buddhue, J. D.,* Amer. J. Science, *238,* 569, 1940; *239,* 839, 1941

Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön

Von

Bruno Ficke, Stuttgart[1]

Mit 39 Textabbildungen

(Eingegangen am 20. Februar 1960)

Inhaltsübersicht

Seite

I. Einleitung und Problemstellung 337
II. Der Mineralbestand der Rhönvulkanite 339
A. *Mafiten:* Olivin, Augit, Hornblende, Rhönit, Melilith, Erz 340
B. *Felsische Gemengteile:* Plagioklas, Alkalifeldspäte, Nephelin, Analcim, Nosean, Zeolithe; Apatit, Calcit 353
III. Petrographische Charakteristik der untersuchten Rhönvulkanite 359
A. Die plagioklasbasaltischen Ersteruptionen 365
B. Die basischen Haupteruptionen: Hornblendebasalt, Basanit, basaltoider Tephrit, Limburgit, Nephelinbasalt und Nephelinit 375
C. Felsisch betonte Differentiationen: Phonolithoider Tephrit, Phonolith, Buchonit 401
IV. Petrologische Folgerungen 419
1. Zusammenfassung der mikroskopischen quantitativen Untersuchungen 419
2. Zusammenfassung und Darstellung der petrochemischen Verhältnisse 421
3. Vergleich zwischen modalem und normativem Mineralbestand und Gesteinschemismus 426
4. Petrologische Entwicklung 428
Zusammenfassung 433
Literatur 434

I. Einleitung und Problemstellung

Das vulkanische Rhöngebirge entstand im Miocän und Pliocän. Es gehört zum großen Verbreitungsgebiet tertiärer vulkanischer Gesteine in Deutschland. Die geförderten basaltischen und phonolithischen Gesteine bilden im zentralen Teil der Rhön eine geschlossene Fläche, während besonders der nördliche Teil durch seine zahlreichen Einzelvorkommen auffällt. Das vulkanische Mate-

[1] Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation bei der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Würzburg 1958 eingereicht.

rial durchbrach das kristalline Grundgebirge sowie Sedimente von Perm und Trias, die als Einschlüsse in den vulkanischen Gesteinen beobachtet werden. Die Vulkanite liegen dem Buntsandstein, Muschelkalk und auch Keuper auf.

Es zeigte sich, daß normale gesättigte Basalte und unterkieselte Alkaligesteine, deren helle Gemengteile entweder nur aus Plagioklas bestehen oder durch zunehmende Bildung von Nephelin unterkieselt werden, in der Rhön nebeneinander vorliegen. Auch der Mineralbestand und der Chemismus der Rhönvulkanite läßt eine regionale Gliederung erkennen: die basischen Gesteine herrschen besonders im Süden und Osten vor, die phonolithischen im Nordwesten der Rhön. Die zeitliche Abfolge der Vulkanite läßt eine Differenzierung erkennen, die sowohl auf Kristallisations- und Gravitationsdifferentiation als auch auf die Reaktion des Magmas mit den umgebenden und durchschlagenen Gesteinen zurückgeführt wird.

Als spezielles Arbeitsgebiet wurde die Wasserkuppe wegen ihrer zentralen Lage und des Vorkommens gut aufgeschlossener verschiedenartiger Vulkanite gewählt. Es wird in der vorliegenden Arbeit versucht, die Unterkieselung der Gesteine unter Berücksichtigung der zeitlichen Abfolge quantitativ zu erfassen und eine petrologische Deutung der Entstehung der Rhönalkaligesteine und ihrer Minerale zu geben.

H. Bücking hat mit seinen Mitarbeitern um die Jahrhundertwende zahlreiche Untersuchungen der Vulkanite im Gebiet der Rhön durchgeführt und mit vielen chemischen Analysen zusammenfassend bearbeitet. Damit schuf er die Grundlage für die Benennung und die Klassifizierung der Rhönvulkanite. In einer späteren Zusammenfassung hat *H. Jung* (1928) die chemischen Analysen der Gesteine nach dem *Niggli*schen System umgerechnet und graphisch dargestellt.

Das Mineralogische Institut der Universität Würzburg ist in der glücklichen Lage, den gesamten Nachlaß von *H. Bücking* und seinen Mitarbeitern zu ihren Arbeiten über die Rhön mit mehr als 5000 Handstücken, zirka 2500 Dünnschliffen und Originalmaterial mehrerer Gesteins- und Mineralanalysen zu besitzen. Dieses umfangreiche Material bildete die Grundlage und den Ausgang für die vorliegenden Untersuchungen und konnte durch chemische Kontrollbestimmungen teilweise überprüft und die Richtigkeit der *Bücking*schen Angaben im wesentlichen bestätigt werden.

Die Grundlage für eine Neubearbeitung der Rhönvulkanite wurde durch qualitative und quantitative optische Untersuchungen, Mineraltrennungen und chemische Analysen an eigenen Gesteinsproben geschaffen. Es zeigte sich hierbei, daß die Berechnung der Norm-

minerale nach C. I. P. W. dem natürlichen modalen Mineralbestand nahesteht und damit, als Basis für die Auswertung chemischer Analysen, einen Vergleich mit dem optisch vermessenen Mineralbestand erlaubt. Die Unterkieselung konnte nach einem Vorschlag von *E. Larsen* (1938) quantitativ erfaßt und dargestellt werden.

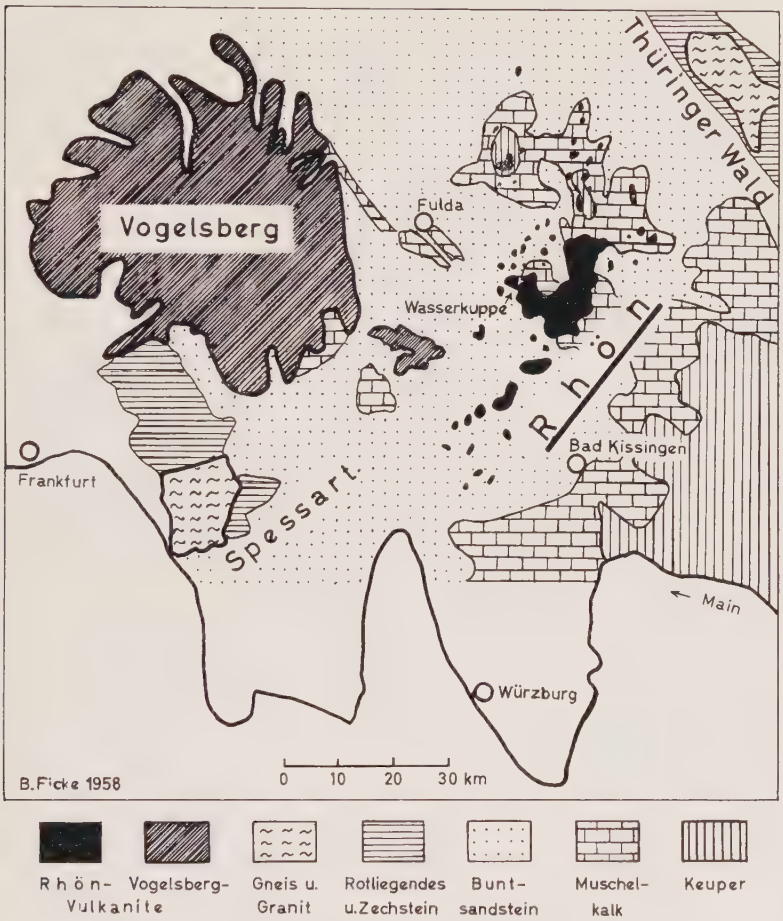


Abb. 1. Geologische Position der Rhönvulkanite.

II. Der Mineralbestand der Rhönvulkanite

Voraussetzung für die Durchführung der genannten Aufgaben sollte die quantitative Erfassung des modalen Mineralbestandes der unterschiedlichen Rhönvulkanite sein. Es zeigte sich schon zu Anfang, daß — sowohl nach den qualitativen Schliffuntersuchungen

als auch nach der quantitativen C. I. P. W.-Berechnung — nur eine bestimmte geringe Zahl an Mineralen durch unterschiedliche Mengenverhältnisse die Vielfalt der Rhönvulkanite bedingt. Diese Minerale wurden als Grundlage der Gesteinsentwicklung kristallchemisch in Betracht gezogen.

Es handelt sich um die folgenden Minerale, die hier zunächst besprochen werden sollen:

Mafiten:

1. Olivin
2. Augit
3. Hornblende
4. Rhönit
5. Melilith
6. Erze

Felsische Minerale:

7. Plagioklas
8. Alkalifeldspäte
9. Nephelin
10. Analcim
11. Nosean
12. Zeolithe
13. Apatit
14. Calcit

A. Mafiten

1. Olivin

Wie die graphische Gesamtdarstellung der Rhönvulkanite in Atomprozent im Vergleich zum berechneten und gemessenen modalen Mineralbestand (Abb. 38, S. 427) zeigt, tritt mehr oder minder reichlich *Olivin allenthalben als kennzeichnendes Mineral* auf, ausgenommen in Tephriten und Phonolithen.

Der Olivin tritt in den Rhönvulkaniten als Erstausscheidung auf, Einsprenglinge sind häufiger mit bloßem Auge zu erkennen und wurden bis zu einer Größe von 2 cm beobachtet. Im Mittel liegt ihre Größe zwischen 0·1 und 0·5 mm, so daß sie in den Doleriten nicht mehr als eigentliche Einsprenglinge erscheinen. Magmatische Korrosion ist nicht sehr häufig, Zonarbau konnte teilweise beobachtet werden.

Ein frischer Olivineinkristall von 14 mm Größe aus dem Nephelinbasalt vom Gipfel der Wasserkuppe wurde von mir chemisch analysiert:

Olivin. Anal. *B. Ficke*, 1956

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Summe	Dichte
40·87	0·06	0·83	11·92	2·41	43·15	0·85	0·04	100·13	3·382

Hieraus errechnet sich folgende kristallchemische Formel mit einem Fayalitgehalt von 13·4%:

$$(Mg_{1\cdot60}\ Ca_{0\cdot02}\ Fe_{0\cdot25}\ Mn_{0\cdot05}\ Al_{0\cdot02})\ [Si_{1\cdot00}\ O_{4\cdot00}]$$

Die folgenden Messungen auf dem Universaldrehtisch [1] lassen in Übereinstimmung mit der chemischen Mineralanalyse auf einen mittleren Fayalitgehalt von 10—14% schließen.

Olivin	$2V n_\alpha$	88°—92°	88°	90°	92°
	$n_\gamma' - n_\alpha'$		0·0285	0·028	0·0275
Gehalt an Fayalit			14%	11%	9%

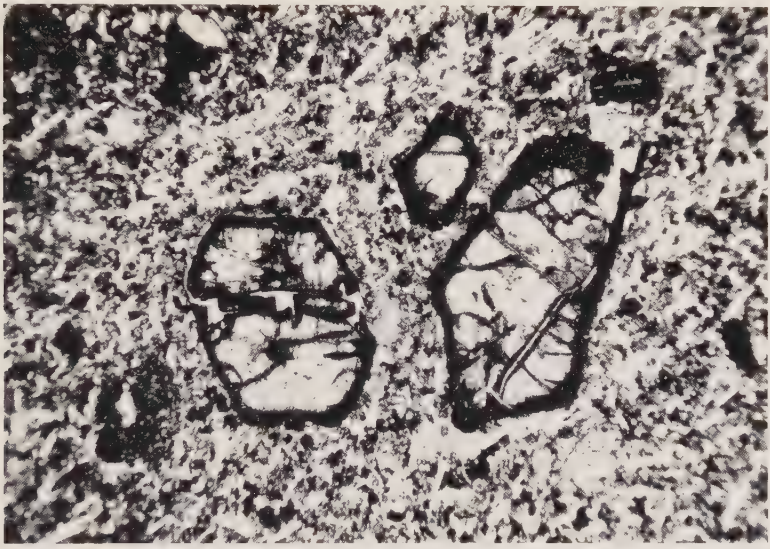


Abb. 2. Olivine, randlich und von den Spaltrissen ausgehend in roten „Iddingsit" (im Bild schwarz) umgewandelt, in Plagioklasbasalt. Südhang des Pferdskopfes an der Wasserkuppe. Ohne Nic., Vergrößerung 28 ×.

Als Umwandlungserscheinungen wurden in folgender Reihenfolge Serpentinisierung, Limonitbildung und die Bildung des nach neuerer Anschauung nicht einheitlichen Minerals Iddingsit beobachtet (Abb. 2).

2. *Augit*

In sämtlichen vulkanischen Gesteinstypen der Rhön sind die Augite charakteristische Gemengteile, vorherrschend in den intermediären und mafisch betonten Vulkaniten, als Ägirinaugit weniger häufig in Phonolithen. Folgende Augite werden in der Rhön festgestellt:

[1] Die U-Tisch-Messungen wurden mir freundlicherweise von Herrn cand. min. *W. Gollmann* zur Verfügung gestellt, der unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. *R. Eigenfeld* eine Dissertation über spezielle Untersuchungsmethoden im Sinne der *Emmons*-Methode durchführt.

a) Basaltischer Augit
b) Titanaugit } in der gesamten Basaltfamilie
c) Ägirinaugit
d) Ägirin } in Phonolithen und phonolithoiden Tephriten, zurücktretend im Buchonit.

Man kann allgemein zwei Generationen unterscheiden. Die Einsprenglingsaugite gehören zur intratellurischen Frühkristallisation im Magmaherd und begannen fast gleichzeitig mit den Olivinen aus-

Tab. 1. *Augite*

	In Gewichtsprozent		*In Atomprozent*	
	Mittel aus 7 Analysen	Reichweite	Mittel aus 7 Analysen	Reichweite
SiO_2	46·98	45·52 —50·04	17·74	17·05—18·58
TiO_2	1·45	0·11 — 2·35	0·40	0·03— 0·65
Al_2O_3	5·28	4·21 — 6·21	2·32	1·86— 2·74
Fe_2O_3	6·41	5·32 — 7·73	1·84	1·49— 2·17
FeO	4·24	2·52 — 7·28	1·32	0·79— 2·28
MnO (2 Anal.)	(1·28)	(1·12 — 1·44)	(0·40)	(0·35— 0·45)
MgO	12·20	10·31 —14·52	6·78	5·75— 7·98
CaO	20·43	13·47 —22·48	8·17	5·31— 9·05
Na_2O	0·90	0·39 — 1·60	0·67	0·32— 1·16
K_2O	0·34	0·25 — 0·43	0·17	0·12— 0·21
H_2O	0·22	0·11 — 0·37		
			O — 60·24	60·08—60·54
Dichte	3·371	3·205— 3·465		

zukristallisieren. Die Einsprenglinge erreichen Größen bis zu etwa 2 cm in Tuffen und Schlotbreccien, dagegen in den Basalten nur einige Millimeter (< 10 mm). Die Grundmassenaugite haben allgemein eine einheitliche untere Grenze in der Korngröße. Seriale Übergänge zu den Einsprenglingen sind verhältnismäßig selten. Die kleinen Grundmassenaugite liegen als kurze leistenförmige Säulchen in der Größe der Schliffdicke (0·02 mm), teilweise etwas größer. vor. Fast alle Augite zeigen idiomorphe Ausbildung, nur wenige Einsprenglinge sind pyroklastisch zerbrochen. Es findet sich oft ein ausgeprägter Zonarbau und teilweise schöne Sanduhrstrukturen. Als Einschlüsse sind Erzkörner häufig, vereinzelt auch Olivin und Hornblende anzutreffen.

Die Farbe der Augite a und b ist allgemein schwarz, unter dem Mikroskop kann eine schwache bräunliche Färbung, im Gegensatz zu den Olivinen, beobachtet werden.

a) Die *basaltischen* Augite wurden von *X. Galkin* und *R. Wedel* analysiert. Das Material stammt aus Schlotbreccie (Anal. Nr. 9), Tuff am Pferdskopf (Nr. 10), Hornblendebasalten (Nr. 11—13) und Doleriten (Nr. 14, 15). Die Tab. 1 gibt die Mittelwerte dieser Analysen mit ihren Schwankungsbreiten in Gew.- und Atom-Prozent an. Die kristallchemische Formel dieser basaltischen Augite [1]

$$(Ca_{0\cdot82}\ Na_{0\cdot07}\ K_{0\cdot02})\ (Mg_{0\cdot68}\ Fe^{++}_{0\cdot13}\ Fe^{+++}_{0\cdot18}\ Ti_{0\cdot01})\ [(Si_{1\cdot77}\ Al_{0\cdot23})O_6]$$

zeigt hohen Al- neben geringem Ti-Gehalt, das Fe^{+++} überwiegt das Fe^{++}. Meist tritt das Al vollständig in Viererkoordination als Kettenbildner in die Anionengruppe ein, bei drei Augitanalysen (Nr. 10, 14 und 15) errechnet sich ein geringer Al-Anteil in Sechserkoordination in der Kationengruppe. Die Atom-Prozente der einzelnen Analysen sind in Abb. 4 in Abhängigkeit vom Si-Gehalt aufgetragen.

b) In manchen Basalten (doleritische Plagioklasbasalte, Basanite, Limburgite und Hornblendebasalte) finden sich örtlich vorzugsweise *Titanaugite*, besonders als Einsprenglinge (Abb. 26). Sie fallen durch ihre rötlich-violette Farbtönung auf, die häufig in Randzonen intensiver wird. Die folgende Tabelle zeigt, daß bei diesen Titanaugiten allgemein die Achsenwinkel und die Auslöschungsschiefen in den Randzonen abnehmen. Daraus muß hier auf einen höheren Titan- und Eisengehalt geschlossen werden:

Streuung:			
	$2\,V\,n_\gamma$	$42^0 \longrightarrow 55^0$—$60^0 \longrightarrow 78^0$	
	n_γ/c	$28^0 \longrightarrow 36^0 \longrightarrow 45^0$	
	n_γ—n_α	$0{\cdot}0244 \longrightarrow 0{\cdot}0275 \longrightarrow 0{\cdot}033$	

c), d) *Ägirinaugite* und *Ägirine*, die in Phonolithen und Tephriten durch ihre grasgrüne Farbe hervortreten, finden sich vereinzelt auch in Hornblendebasalten und Buchoniten neben basaltischen Augiten (bei basaltischer und phonolithischer Magmenmischung). Die Ägirinaugite treten oft in Form schlanker bis gedrungener Säulchen vor allem in der Grundmasse auf, in einigen Phonolithen zeigen sich schilfartige Stengel mit spießigen, unregelmäßigen Enden, auch büschelartige Aggregationen. Die Größe schwankt allgemein zwischen 0·02 und 0·7 mm, sehr selten bis 2 mm. Als Einschluß findet sich sehr oft Erz, sehr selten Apatit oder Feldspat. Der Pleochroismus ist deutlich: n_α = grasgrün, n_γ = hellgelb-grün. Ägirin wird nur selten in Phonolithen angetroffen.

3. Hornblende

Nur in manchen Rhönvulkaniten tritt basaltische Hornblende zu den Mafiten als charakteristischer Bestandteil hinzu, die zur Be-

[1] Grundmassenaugite siehe S. 396 f.

nennung des Gesteinstypus Hornblendebasalt Veranlassung gab. In anderen Basalten sowie einigen Tephriten finden sich nur noch Relikte von Hornblenden, die von Erz und anderen Umwandlungsprodukten umgeben sind. Besonders in Tephriten schritten die Umwandlungen oft so weit fort, daß nur noch Anhäufungen von Erz usw. die Umrisse der ehemaligen Hornblenden anzeigen (Abb. 3). Gute Hornblenden werden vor allem in Tuffen und Schlotbreccien

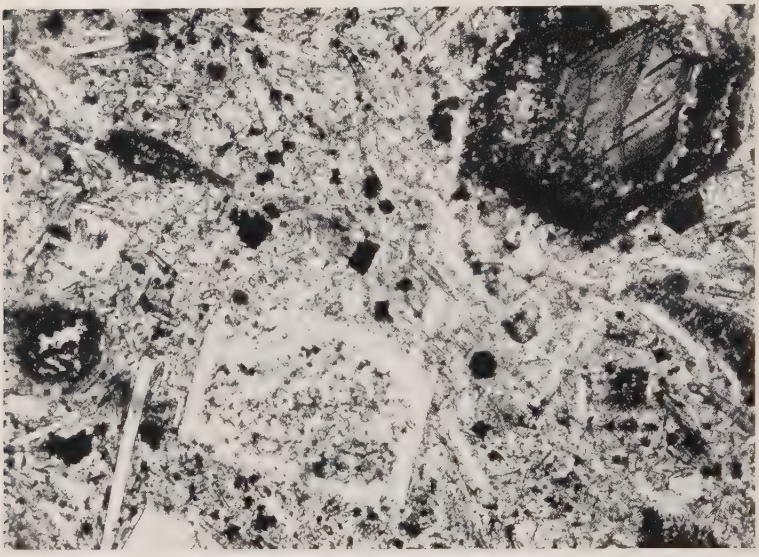


Abb. 3. Hornblende mit randlicher Umwandlungszone, in phonolithoidem Tephrit neben Mikroeinsprenglingen und Leisten von Feldspat. Steinhauck bei Obernüst. Ohne Nic., Vergrößerung 97 ×.

gefunden, so z. B. am Pferdskopf an der Wasserkuppe und bei Liebhards. In Hornblendebasalten finden sich 3—10% Hornblende, in Buchoniten steigt ihr Anteil bis zu 25% an. Die Größe der Hornblenden ähnelt der der Augiteinsprenglinge.

Die sieben vorliegenden Hornblendeanalysen von *X. Galkin* (1910) sind in die Abb. 4 in Atom-Prozenten eingetragen. Sie sind Hornblendebasalten (Nr. 4 und 8) oder Tuffen (Nr. 2 vom Pferdskopf, Nr. 3, 5, 6 und 7) entnommen.

Bei den Versuchen, die kristallchemische Formel aufzustellen, fällt auf, daß das in den Analysen angegebene Wasser nur für einen Bruchteil des für die Formel benötigten Hydroxyls ausreicht. Es wird daraus im Sinne von *A. N.* und *H. Winchell* (1951) geschlossen, daß es sich bei diesen basaltischen Hornblenden um „Oxyhornblenden" handelt, in denen Sauerstoff in die Hydroxylgruppe ein-

tritt. Die Formel wurde auf der Basis errechnet, daß die (Hydroxyl-Sauerstoff)-Gruppe durch die Wertigkeit des Sauerstoffanteils 2·00 negative Wertigkeiten aufweist und die Summe von Sauerstoff = 22·00 in der Anionengruppe gewährleistet ist. In den Analysen fehlen leider die Bestimmungen des Fluors, das sonst in der Lage wäre.

Tab. 2. *Hornblenden*

	In Gewichtsprozent		*In Atomprozent*	
	Mittel aus 7 Analysen	Reichweite	Mittel aus 7 Analysen	Reichweite
SiO_2	40·64	39·51 – 41·56	14·96	14·41 – 15·12
TiO_2	3·76	2·93 – 4·39	1·04	0·83 – 1·42
Al_2O_3	13·88	13·25 – 14·74	6·01	5·77 – 6·29
Fe_2O_3	8·36	7·36 – 8·95	2·32	2·06 – 2·51
FeO	5·09	4·87 – 5·32	1·57	1·04 – 1·58
MgO	12·34	11·57 – 13·02	6·76	6·33 – 7·16
CaO	12·23	11·37 – 13·02	4·82	4·40 – 5·12
Na_2O	2·26	2·12 – 2·48	1·61	1·50 – 1·71
K_2O	1·15	0·97 – 1·33	0·54	0·49 – 0·62
H_2O	0·45	0·38 – 0·57	1·10	0·93 – 1·40
			O — 59·27	O — 59·19–59·43
Dichte	3·219	3·198 – 3·235		

wenigstens einen Teil des Sauerstoffes in der Hydroxylgruppe zu ersetzen. In der Kationengruppe wurde so viel Al zu Si geschlagen, bis die Summe 8·00 erreicht war (Si = 5·86, Al = 2·14, was etwa ihrem möglichen Verhältnis 6 : 2 innerhalb der Doppelkette entspricht). Es bleibt noch ein geringer Teil Al (0·22) für die Kationengruppe mit kleinem Ionenradius und Sechserkoordination übrig.

Der Mittelwert der kristallchemischen Hornblendeformel ergibt:

$$(Ca_{1·89}\ Na_{0·63}\ K_{0·21})\ (Mg_{2·67}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0·55}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0·91}\ Al_{0·22}\ Ti_{0·44})\ [(O_{0·78}\ OH_{0·44})\ (Si_{5·86}\ Al_{2·14})O_{22}].$$

Die zusammengefaßte Formel zeigt, daß die Summe der Kationen die Zahl 2 + 5 = 7 überschreitet:

$$(Ca, Na, K)_{2·71}\ (Mg, Fe^{\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot\cdot}, Al, Ti)_{4·79}\ [(O, OH)_{1·22}\ (Si, Al)_{8·00}O_{22}].$$

Nach *B. E. Warren* (1930) sind 8 Kationenplätze verfügbar, die jedoch allgemein nicht vollständig besetzt werden. Wenn der gesamte Sauerstoffgehalt gleich 24 gesetzt würde, dann träten bei

einigen Analysen mehr als 8 Kationenanteile auf. Ähnliche kristallchemische Verhältnisse zeigen auch andere Hornblendeanalysen.

Die Schwankungsbreiten der Hornblendeanalysen aus Rhönvulkaniten zeigt die Tabelle 2 (S. 345).

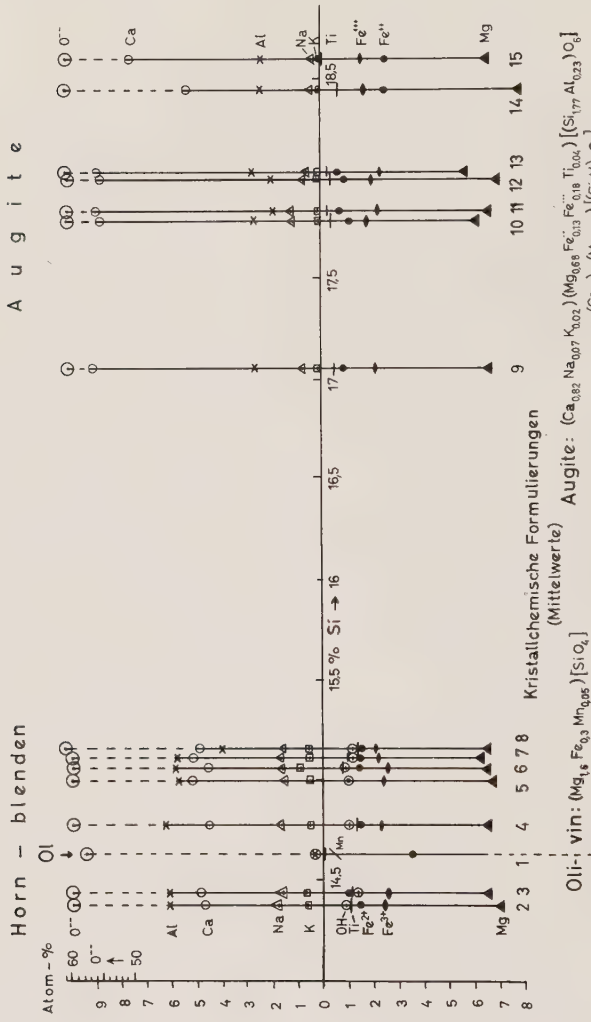


Abb. 4. Kristallchemischer Vergleich von Mafiten (Olivin, Augit, Hornblende) aus Rhönvulkaniten.

Kristallchemischer Vergleich von Olivin, Augit und Hornblende

Dieser Vergleich von Mineralanalysen aus Rhönvulkaniten dient als Grundlage für die später zu diskutierende Unterkieselung der Alkaligesteine der Rhön.

Die Unterkieselung des Olivins gegenüber Pyroxen und die daraus diskutierten physikalisch-chemischen Folgerungen (siehe *N. L. Bowen,* 1929, 1956) sind allgemein bekannt.

$$\text{Olivin} + \text{Quarz} = \text{Pyroxen}\,^{1}$$
$$(Mg, Fe)_2[SiO_4] + SiO_2 = (Mg, Fe)_2[Si_2O_6].$$

Der reichliche Anteil von Olivineinsprenglingen (bis 18%) mit seinen meist nur geringen Korrosionserscheinungen zeigt, daß das basaltische Magma nicht in der Lage war, den Olivin durch Resorption und Aufkieselung in Augit zu überführen.

Durch den kristallchemischen Vergleich in Atom-Prozenten (siehe Abb. 4, S. 346) tritt sehr klar hervor, daß die Hornblenden im Feld des Olivins liegen und damit gegenüber Pyroxen ebenfalls eine Unterkieselung aufweisen.

Die oben angeführte Gleichung setzt einen Bronzit voraus. Unsere Augite (wie auch die Hornblenden) enthalten jedoch einen großen Anteil Ca (beim Augit in der Formel [S. 343] 0·82 in der Kationengruppe mit großem Ionenradius mit $\Sigma = 1$, bei der Hornblende [S. 345] 1·89 in derselben Gruppe mit $\Sigma = 2{\cdot}71$).

Unsere Hornblenden kann man nach Gewichtsprozenten der Analysen wie folgt aufgliedern:

100 Teile Hornblende = 25 Olivin + 10 Ti-Magnetit + 65 Labrador + flüchtige Komponenten.

Das besagt, daß neben dem unterkieselten Olivinanteil ein geringer oxydischer Erzanteil (also ohne Si) und ein beträchtlicher Anteil der chemischen Elemente eines basischen Plagioklases teil hat, der mit An_{50} gegenüber einem saueren Plagioklas auch eine geringere Kieselung zeigt (im Austausch gegen Al).

Wenn an Stelle der gemittelten komplexen Formeln von Hornblende und Olivin eine Aufteilung im Sinne der C. I. P. W.-Norm vorgenommen wird, so zeigen sich folgende Werte:

Tab. 3. *Normative Aufteilung von Hornblende und Augit*

	Hornblende		Augit	
or	8·7	64·7 Feldspat, 13 or, 37 ab, 50 an	3·2	25·2 Feldspat, 12 or, 42 ab, 46 an
ab	23·9		10·5	
an	32·1		11·5	
mt	2·8	10 Ti-Magnetit	6·4	7·7 Ti-Magnetit
il	3·9		1·3	
hm	3·3		—	
di	—		64·0	64 Diopsid
ol	25·3	25·3 Olivin	3·5	3·5 Olivin

[1] In der Literatur wird allgemein Augit angegeben (siehe z. B. *Larsen,* 1938); formelmäßig ist aber darunter ein Bronzit im speziellen Sinne zu verstehen.

Diese Gegenüberstellung zeigt, daß die chemischen Bestandteile von Feldspatmolekülen sowohl in die Hornblenden mit 65% als auch in die Augite mit 25% eingebaut sind. Hieraus wird auch verständlich, daß als Umwandlungsprodukte der instabilen Hornblenden Feldspat (± Foide) entstehen könnten. Als Maß der Unterkieselung kann der normative Olivinanteil (bei Hornblende 25%) eingesetzt werden.

4. Rhönit

Der Rhönit wurde von *J. Soellner* um die Jahrhundertwende bei seinen Untersuchungen in den Schwarzen Bergen in der südlichen Rhön gefunden und zunächst als Picotit angesprochen. Später, nach eingehenden Untersuchungen, erkannte er, daß es sich um ein selbständiges änigmatit-ähnliches Mineral handelt und nannte es „Rhönit" (1907).

Der Rhönit tritt in vielen basischen Rhönvulkaniten (in Limburgiten, Basaniten, Hornblendebasalten, basaltoiden Tephriten und Schlotbreccien) als accessorischer Bestandteil auf (Abb. 5). Bei der Umwandlung der Hornblenden (siehe S. 350) erscheint er in Form von leistenförmigen Aggregaten kleinster verzwillingter Individuen. Schüppchen finden sich häufiger in den von mir untersuchten Gesteinen und wurden in einer geringfügigen Größe von nur 0·003 bis zu zirka 0·1 mm beobachtet (bei *J. Soellner* bis 0·27 mm). Die Farbe im Dünnschliff ist gelbbraun bis schwarz, einige Rhönite erscheinen opak, Erz vortäuschend. Manche größeren Individuen zeigen einen sechseckigen Querschnitt, sind aber triklin. *J. Soellner* beschreibt die Formen (010), (100), (001), (110), (111) und (131); Spaltbarkeit nach (100), der hornblendeartige Spaltwinkel beträgt 114°.

Rhönit findet sich besonders in der südlichen Rhön auch in hornblendefreien Gesteinen. Er dürfte als letztes Glied der Mafiten vor der Erstarrung der hellen oder glasigen Matrix ausgeschieden worden sein; auch *K. Walenta* (1960) betrachtet ihn in Vulkaniten der Schwäbischen Alb als eine der letzten Ausscheidungen, gefolgt von Melilith.

Eine von *M. Dittrich* auf Veranlassung von *J. Soellner* (1907) an Rhönit aus einem Nephelinbasanit von der Platzer Kuppe (Bl. Stangenroth) ausgeführte Analyse zeigt gegenüber den Hornblenden einen sehr geringen Kieselsäure-, jedoch einen sehr hohen Eisen-, Titan- und Aluminiumgehalt; Alkalien treten zurück, wie folgende Analyse zeigt:

Rhönit. Analytiker *M. Dittrich*.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Summe
24·42	9·46	17·25	11·69	11·39	12·62	12·43	0·67	0·63	100·56

Nach *F. Machatschki* (1953) könnte der Stoffbestand kristallchemisch etwa durch die Formel

$$(Na, Ca)\,(Fe^{\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot\cdot}, Ti)_3\,[(Si, Al)_3O_{10}]$$

gedeutet werden. Aus dieser allgemeinen kristallchemischen Formulierung ergeben sich unter Einsatz der genannten *M. Dittrich*schen Analyse folgende Werte für die Rhönitformel:

$$(Ca_{0\cdot89}\,Na_{0\cdot09}\,K_{0\cdot05})\,(Mg_{1\cdot26}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0\cdot64}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0\cdot58}\,Ti_{0\cdot48})\,[(Si_{1\cdot64}\,Al_{1\cdot36})O_{10}]$$

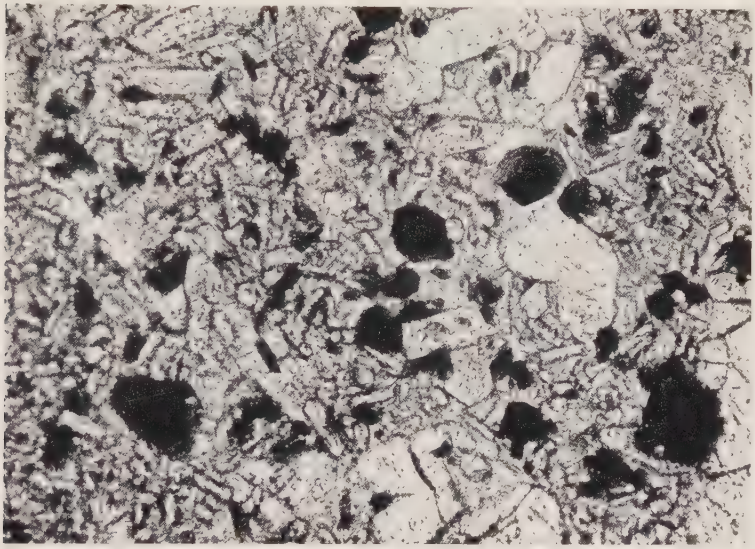


Abb. 5. Rhönit (schwarz) neben Augit im Limburgit. Lösershag bei Oberbach. Ohne Nic., Vergrößerung 170 ×.

Tab. 4. *Kristallchemischer Vergleich von Hornblende und Rhönit*

	Gewichtsprozent				*Atomprozent*		
	Hornblende	Rhönit	Differenz		Hornblende	Rhönit	Differenz
SiO_2	40·64	24·42	−16·2	Si	14·96	9·63	−5·3
TiO_2	3·76	9·46	+ 5·7	Ti	1·04	2·80	+1·8
Al_2O_3	13·88	17·25	+ 4·4	Al	6·01	8·02	+2·0
Fe_2O_3	8·36	11·69	+ 3·3	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	2·32	3·46	+1·1
FeO	5·09	11·39	+ 6·3	$Fe^{\cdot\cdot}$	1·57	3·75	+2·2
MgO	12·34	12·62	+ 0·3	Mg	6·76	7·40	+0·6
CaO	12·23	12·43	+ 0·2	Ca	4·82	5·24	+0·4
Na_2O	2·26	0·67	− 1·6	Na	1·61	0·51	− 1·1
K_2O	1·15	0·63	− 0·5	K	0·54	0·32	− 0·2

Beim Rhönit überwiegt Ca die Alkalien; Al tritt fast zu gleichen Teilen wie Si in die Anionengruppe ein. Strukturbestimmungen liegen noch nicht vor.

Umwandlung der Hornblende in Rhönit und andere Gemengteile

Fast alle in den Rhönvulkaniten auftretenden Hornblenden zeigen Umwandlungserscheinungen. In der Regel werden nach anfänglicher magmatischer Korrosion Umwandlungen beobachtet, die auf Grund von Umrechnungen von chemischen Analysen (siehe Tab. 4) und Dünnschliffvermessungen folgende Verhältnisse zeigen:

1. 100 Teile Hornblende = 50 Rhönit + 30 Augit + 20 Feldspat (± Foide)
2. 100 Teile Hornblende = 10 Erz + 50 Augit + 40 Feldspat (± Foide)

Da die Hornblendeumwandlung nicht immer isochem nach den vorstehenden Gleichungen verläuft, werden die angegebenen Verhältnisse durch Stoffwanderungen teilweise weitgehend verschoben. So wurde z. B. in Hornblendebasalten auch Calcit innerhalb der Hornblendeumwandlungen beobachtet.

Während in Hornblendebasalten die aus Hornblende gebildeten Rhönitkristalle meist parallel zu den Spaltrissen der Hornblenderelikte angeordnet sind, lassen in Tephriten oft nur die Erzkörner, die in eine überwiegend helle Grundmasse eingebettet sind, die Umrisse der ehemaligen Hornblenden erkennen (Abb. 3).

5. Melilith

In nur wenigen Rhönvulkaniten (basaltoide Tephrite) findet sich *Melilith* in Form kleiner Einsprenglinge, z. B. im Tephrit am Dachberg (Bl. Spahl), wo er anscheinend die Mafiten-Einsprenglinge vertritt und allgemein nicht mit Olivin gemeinsam vorkommt. Nur in einigen melilithfreien Partien des Gesteins finden sich seltene Pseudomorphosen von Serpentin, vermutlich nach Olivineinsprenglingen. Der allgemeinen Annahme zufolge zeigen die Melilithe eine Kalkassimilation durch das Magma an.

Die Melilithe besitzen eine Größe von zirka 0·2 mm, sie zeigen die charakteristische „Pflockstruktur". Doppelbrechung wird vor allem in den randlichen Teilen beobachtet. Eine beginnende Zersetzung ist häufig anzutreffen, wobei die Umwandlungserscheinungen denen des Olivins vergleichbar sind.

6. Erz

In allen Rhönvulkaniten wird Erz in wechselnden, aber reichlichen Mengen beobachtet, und zwar Titanomagnetit, Magnetit und

Ilmenit, selten Hämatit und vereinzelt Titanit (als Einsprengling). Während in den Phonolithen allgemein nur 2—3% Erz festgestellt wird, treten in den basischen Eruptiva bis zu 18% auf. Die vorliegenden Erze gehören sowohl zur Erstausscheidung als auch zu den späteren und spätesten Bildungen, z. B. Erzsprossungen, skelettartige Wachstumsformen, feinste Erzadern; Umwandlungsprodukte aus Hornblenden.

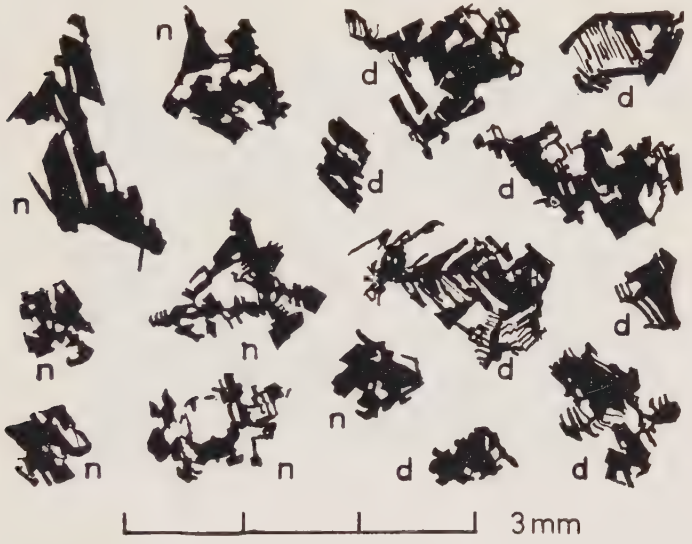


Abb. 6. Skelettartige Wachstumsformen von Magnetiten aus randfaziellen Gesteinspartien: Nephelinit (n) vom Höhlwald bei Frankenheim o. d. Rhön und Dolerit (d) vom Fuldatälchen, nördlich Obernhausen.

Die Größe der Erzkörner tritt allgemein weit hinter die der silikatischen Gemengteile zurück. Die Individuen sind oft unregelmäßig bizarr geformt, jedoch mit bevorzugtem Flächenwachstum nach (111) und (100). Amöboidartige Korrosionserscheinungen werden beobachtet, andernorts auch auffällige skelettartige Formen (vgl. Abb. 6).

Aus dem säulenförmigen Nephelinbasalt am Westabhang des Pferdskopfes (Schliff 38, Abb. 9) wurde Erz mit Hilfe von Schwerelösungen und Magnet isoliert und analysiert; es handelt sich um Titanomagnetit:

Analyse *(B. Ficke)*			nach C. I. P. W.:		
Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Magnetit	Ilmenit	Hämatit
38·96	35·59	25·45	40·9	48·3	10·8

Bei höheren Temperaturen tritt eine vollständige Mischbarkeit von Magnetit und Ilmenit ein, während bei langsamer Abkühlung eine Entmischung stattfinden soll, sobald der Ilmenitgehalt 7·5% übersteigt (vgl. unter anderem *P. Ramdohr,* 1950; *E. S. Dana,* 1952; *Landolt-Börnstein,* 1956). Dies kann für die petrologische Deutung (langsame Erstarrung unter einer schützenden Decke) eine gewisse Rolle spielen. Für die Beobachtung der Entmischung, die bisher nicht erkannt werden konnte, wurden 50 Gesteins-Anschliffe aus

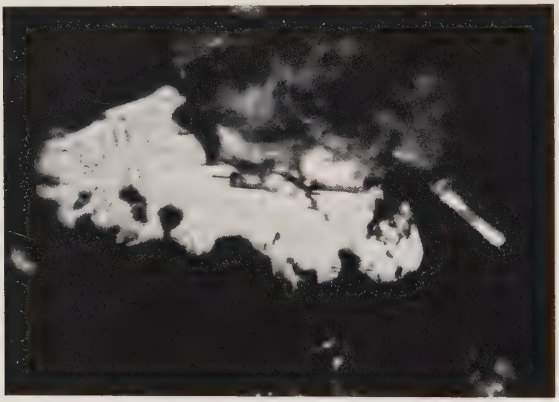


Abb. 7. Magnetit mit feinsten Entmischungslamellen von Ilmenit. Dolerit nördlich Obernhausen. Vergrößerung 900 ×, Auflicht.

dem Gebiet der Wasserkuppe auf ihren Erzgehalt hin untersucht. In mehreren Fällen wurden gut ausgebildete Entmischungslamellen von Ilmenit in Magnetit beobachtet, wie die Abb. 7 zeigt. Es handelt sich um Plagioklasbasalte, die unter einer Bedeckung von Mesozoikum doleritisch auskristallisiert und hydrothermal überprägt worden sind. Zur Frage der Entmischungen von Titanomagnetiten in Rhönvulkaniten vgl. auch *B. Ficke,* 1960, S. 375.

Nur vereinzelt konnte im Auflicht Ilmenit, besonders in Doleriten, festgestellt werden. Aus dem Gebiet der Breitfirst nordwestlich Bad Brückenau teilt *R. Wedel* 3 Ilmenitanalysen mit (siehe *H. Bücking,* 1910), ihre Aufrechnung ergibt folgende Anteile:

Ilmenit	Hämatit	Magnetit
88·3	11·7	—
84·3	15·7	—
88·6	—	11·4

B. Felsische Gemengteile

7. Plagioklas

Die Plagioklase bilden in der Rhön neben den Augiten die Hauptbestandteile der Basalte und Tephrite, sie fehlen lediglich in den stark unterkieselten Nephelinbasalten sowie in den Phonolithen, wie die Gesamtdarstellung der Rhönvulkanite (Abb. 38, S. 427) zeigt. Selten als Einsprenglinge, bilden sie allgemein neben Nephelin den hellen Bestandteil der Grundmasse und gehören zu der späten Kristallisation während der Erstarrung des Gesteins. Die Größe liegt zwischen 0·01 und 0·2 mm, in den Doleriten bis über 1 mm (vgl. Abb. 13 und 15).

Drei chemische Plagioklasanalysen von *R. Wedel* und *Petersen* aus den Doleriten der Breitfirst zeigen folgende Zusammensetzung eines Andesins:

or	3·7	4·8	5·1
ab	61·3	48·1	56·4
an	35·0	47·1	38·5

Optische Vermessungen von gröber auskristallisierten Plagioklasen aus Doleriten ergaben folgende An-Gehalte, die mit den Werten von *O. H. Erdmannsdörffer* aus Buchoniten (An_{42-65}) übereinstimmen:

Abtsroder Kuppe: 42, 42, 42, 42, 44 und 52% An,
Fuldatälchen nördlich Obernhausen: 50 und 52% An.

8. Alkalifeldspäte

Alkalifeldspäte sind Hauptbestandteile der Phonolithe und der phonolithoiden Tephrite der felsisch betonten Differentiationen, in denen sie sowohl als Einsprenglinge wie auch in der Grundmasse vorkommen.

In der Literatur wurde bisher fast ausschließlich Sanidin erwähnt. Nur *H. Bücking* stellte 1910 in Phonolitheinschlüssen der Tuffbreccie von Schackau sanidinartigen Anorthoklas fest, *O. H. Erdmannsdörffer* (1933) im Buchonit und Phonolith von Poppenhausen neben Sanidin und Natronsanidin zonar gebaute Anorthoklase mit Rand von Natronsanidin.

In der Größe der Alkalifeldspäte tritt bei den Phonolithen (Abb. 8) ein deutlicher Hiatus auf zwischen Einsprenglingen (0·3—15 mm) und Grundmassenfeldspäten (0·01—0·1 mm), während in Tephriten Übergänge anzutreffen sind. Die Feldspäte der Grundmasse erscheinen häufig geregelt, mit fluidaler trachytischer Textur (vgl. Abb. 28). Zonarbau wird häufig beobachtet.

Die optischen Vermessungen der Alkalifeldspäte (Tab. 5) zeigen, daß Sanidin fast ausschließlich als Grundmassengemengteil auftritt. Hingegen besitzen die Alkalifeldspateinsprenglinge meist keine

Tab. 5. *Optische Vermessungen von Alkalifeldspäten aus Phonolithen*

Mineral	*Anorthoklas*			Anorthoklas-Rand	Mikroklin-Kern
Ort	*Wasserkuppe*			*Wasserkuppe*	
Schliff-Nr.	241	241	241	241	
$2V\alpha$	62	62	60	50	60
$n\beta/c$	—	22	21	22	18
$n\alpha/a$	—	9	11	—	—
			Entmischung		
A.-E.	$\sim \perp$ (010), etwas geneigt				$\perp$ (010)

Mineral	*Mikroklin*		*Orthoklas*		*Sanidin*		
Ort	Alschberg	Wasserkuppe	*Pferdskopf*		*Wasserkuppe*		
Schliff-Nr.	*41*, 6	241	226	226	271	271	271
$2V\alpha$	62	—	54	72	—	34	32
$n\beta/c$	18	—	20	20	—	—	—
$n\alpha/a$	—	17	6	4	6	—	—
$n\gamma/c$	—	—	—	—	20	—	—
$n\beta/b$	19	—	—	—	—	—	—
Zwillinge			Manebacher	Manebacher	—	Karlsbader	
A.-E.	$\sim \perp$ (010)		$\perp$ (010)		$\parallel$ (010)		

O. H. Erdmannsdörffer (1933) gab vom Kalvarienberg bei Poppenhausen folgende Werte an (zusammengefaßt):

	Phonolith	Buchonit, besonders in helleren Gesteinspartien
Anorthoklase als Einsprenglinge, A.-E. $\sim \perp$ (010) $2V\alpha$	50–76°	$2V\alpha = 33$—$69°$
Sanidin bzw. Na-Sanidin, A.-E. $\parallel$ (010) $2V$	49–80°	

„Sanidinoptik" [A. E. ‖ (010)], sondern es handelt sich um Anorthoklase, Mikrokline, Mikroklin-Mikroperthite und sogar solche mit Orthoklasoptik.

Der Chemismus dieser Alkalifeldspäte zeigt allgemein ein Überwiegen des Kaliumgehaltes über das Natrium bei stark zurücktretendem Calcium. Diese bei hohen Temperaturen intratellurisch

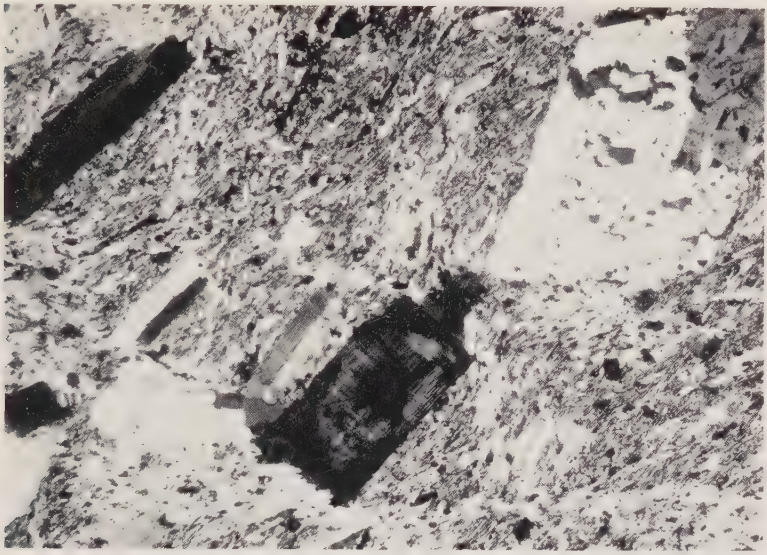


Abb. 8. Alkalifeldspat-Einsprenglinge: Anorthoklas (hell), Mikroklin (dunkel mit Gitterlamellierung), Orthoklas nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, im Phonolit mit Fließtextur. Wasserkuppe. +Nc., Vergrößerung 16 ×.

homogen ausgeschiedenen Alkalifeldspäte zeigen eine im Zuge der Abkühlung erfolgte Entmischung. Das völlige Fehlen von Leucit und die nur vereinzelten Nephelineinsprenglinge in den felsisch betonten Differentiationen zeigen an, daß die intratellurische Frühkristallisation der Alkalifeldspäte noch nicht unter dem Einfluß einer Unterkieselung stattfand.

9. Nephelin

Nephelin, der in Doleriten und Plagioklasbasalten meist völlig fehlt, tritt in fast allen basischen Rhönvulkaniten mehr oder weniger häufig auf, wo er als Letztkristallisation allgemein die noch vorhandenen Zwickel zwischen den Mafiten einnimmt. Obwohl er oft nur 4—10%, selten mehr als 15% der Gesteine ausmacht, wird besonders durch ihn neben dem Olivin die Unterkieselung verursacht.

Einsprenglinge von Nephelin finden sich nur vereinzelt in Phonolithen, wo sie eine Größe bis 0·8 mm erreichen. Nur im Nephelinit, der als schmale gangartige Ausscheidung im Nephelinbasalt auftritt, werden gut ausgebildete Nepheline bis 4 mm Größe beobachtet; hier stellt er mehr als die Hälfte des Gesteins (Abb. 25, S. 399).

Neben der Zwickelfüllung zieht sich der Nephelin als lange bandartige, zum Teil gewundene helle Bahnen von 0·05—0·6 mm Länge

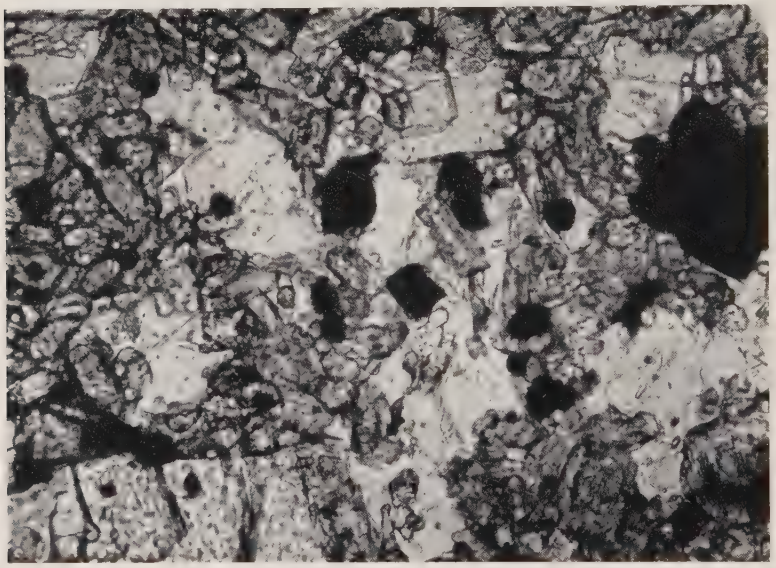


Abb. 9. Grundmasse des Nephelinbasaltes Nr. 38 vom Pferdskopf (helle Partie, Analysenmaterial) mit Nephelin (hell), Augitmikrolithen (starkes Relief) und Erz. Ohne Nic., Vergrößerung 300 ×.

hin, in die die anderen Gemengteile (Augite, Plagioklase) mit kristallographisch gut ausgebildeten Konturen eingreifen. Die Nephelinanteile lösen sich einesteils in einzelne Individuen auf, andernteils zeigen fleckenartige Partien verschwommene wolkenähnliche Übergänge mit geringerer Doppelbrechung.

Um den Chemismus des Nephelins der Grundmasse diskutieren zu können, wurde von mir aus dem säulenförmig anstehenden Nephelinbasalt vom Westhang des Pferdskopfes (vgl. S. 364 f.) mit Hilfe der *Rohrbach*schen Lösung der Nephelin durch oft wiederholte Trennungen isoliert und dann analysiert (Abb. 9):

Nephelin aus der Grundmasse von Nephelinbasalt. Anal. *B. Ficke*, 1956.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+
44·19	0·53	28·84	2·56	1·28	4·52	11·71	5·25	1·12

Trotz sorgfältigen, oft wiederholten Trennens mußten für die Berechnung der kristallchemischen Formel und der C. I. P. W.-Werte 10·6% Augit in Abzug gebracht werden. Die Umrechnungen ergaben:

ne	kp	an	Analcim
57·3	19·8	16·9	5·7

Diese Aufgliederung zeigt, daß der Nephelin neben der bekannten Nephelinkomponente noch erhebliche Mengen Kaliophyllit und Anorthit (der nach *A. Winchell*, 1951, bis 38% ansteigen kann) enthält. Die H_2O-Bestimmung (nach *Penfield*) bestätigt die Analcimführung.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß die Kieselung des Anorthits der des Nephelins entspricht, wie die folgende Formulierung zeigt:

$$2\ NaAlSiO_4 = Na_2Al_2Si_2O_8$$
$$Ca\ Al_2Si_2O_8$$

In der vorliegenden Arbeit wird jedoch der Anorthit zufolge seines zwar geringen Si-, dafür höheren Al-Gehaltes nicht als unterkieselt betrachtet.

10. Analcim

Häufiger in den basaltischen Gesteinen der Rhön, seltener in Phonolithen, konnte Analcim nachgewiesen werden. Er begleitet oft die nephelinartigen Zwickelfüllungen und zeigt keine idiomorphe Ausbildung. Nach *O. H. Erdmannsdörffer* (1933) bildet der Analcim „ein spätmagmatisches Kristallisationsprodukt aus alkalireichen Restlösungen". Er leitet zu einer hydrothermalen Phase über und wird stellenweise von Calcit begleitet. Von *Th. Ernst* und *F. K. Drescher-Kaden* (1941) wird der Analcim für die Bildung des „Sonnenbrandes" der Basalte verantwortlich gemacht und von ihnen auch aus Rhönvulkaniten näher beschrieben.

11. Nosean

Nosean findet sich ausschließlich in den felsisch betonten Differentiationen der Rhönvulkanite (Tephrite und Phonolithe) als teilweise frühe Ausscheidung. Gut ausgebildete Kristalle mit einer Größe bis 0·3 mm fanden sich nur in einem Tephrit (Steinhauck, Bl. Spahl). Sie sind isotrop und zeigen eine regelmäßige Anordnung der Einschlüsse parallel den Flächen (110).

12. Zeolithe

Als Bildungen einer hydrothermalen Nachphase finden sich Zeolithe in allen Gesteinstypen des bearbeiteten Gebietes. Zu einem Teil

sind sie als kleinste Schüppchen und Nadeln so fein in das Gestein eingelagert, daß eine Identifizierung kaum möglich ist. In Hohlräumen und Klüften dagegen erreichen sie Größen von mehreren Millimetern (Abb. 18). Es wurden Chabasit, Natrolith und Phillipsit nachgewiesen, als Begleiter findet sich auch Calcit.

13. Apatit

Apatit findet sich in fast allen Vulkaniten der Rhön. In manchen Phonolithen, Tephriten und Buchoniten treten besonders große Kristalle (bis 0·5 mm) auf, die bis zu 2% des Gesteins ausmachen. Gelegentlich häufen sie sich zu Aggregationen und Nestern an.

14. Calcit

Calcit wird mehr oder weniger häufig in den Rhönvulkaniten angetroffen; es lassen sich drei Arten der Entstehung und Verbreitung feststellen:

1. Hydrothermale Ausfüllungen von Hohlräumen und Klüften,
2. Calcitauskristallisationen durch Aufnahme von Kalkgesteinen,
3. Umwandlungsprodukte aus dem Stoffbestand der Gesteine.

1. Im Verlauf der hydrothermalen Durchpulsung mancher Vulkanite wird häufiger auf feinen Gängen und Rissen oder auch fein verteilt im Gestein Calcit beobachtet, der auch von Analcim und Zeolithen begleitet sein kann. Der Calcit füllt auch unregelmäßig geformte Hohlräume aus, zu denen teilweise noch die Zufuhrkanäle erkannt werden können. Es handelt sich um zirkulierende Lösungswanderungen während einer thermalen Nachphase der Erstarrung. Idiomorphe Kristalle konnten fast nicht beobachtet werden, teilweise jedoch sphärolitische Bildungen.

2. Die Anwesenheit von Calcit weist in manchen Vulkaniten auf Resorption des durchschlagenen Deckgebirges hin. Der Einbruch von Muschelkalkschollen, wie er z. B. am Rockenstein bei Oberweißenbrunn beobachtet wird, kann zur Kalkaufnahme durch das Magma führen. Hierbei bleiben einesteils kleinere Kalksteinpartien mit körnigem Gefüge, ohne Calcitlamellierung, erhalten, andernteils erfolgt durch vollständige Assimilation ohne Wegfuhr von CO_2 im geschlossenen System des Magmadurchbruchs (in Schloten und Gängen) eine Neukristallisation von Calcit (z. T. zwillingslamelliert) in Verschränkung mit anderen Mineralen oder in limburgitischer Basis (Abb. 10).

3. Bei der Umwandlung von Augiten, Hornblenden (siehe diese) und von basischen Plagioklasen findet gelegentlich eine Neubildung von Calcit statt, entweder noch im Mineral selbst oder außerhalb —

auch auf feinen Haarrissen. In manchen, selbst dichtesten vulkanischen Gesteinen ohne mikroskopisch erkennbaren Calcit konnten geringe gewichtsmäßig bestimmte Mengen von CO_2 nachgewiesen werden.

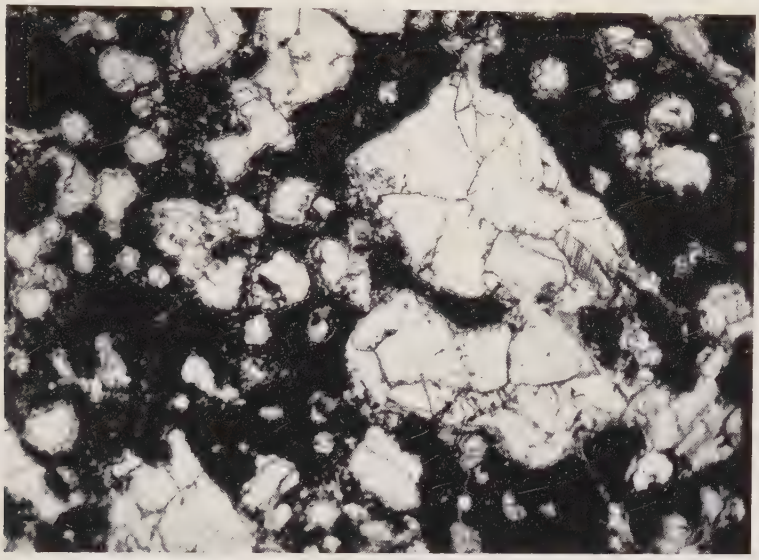


Abb. 10. Calcitnester, mit schmalen Zeolithsäumen umgeben, in limburgitischer Breccie in Kontakt mit Muschelkalk. Westlich Oberbernhardser Köpfe. Ohne Nic., Vergrößerung 23 ×.

III. Petrographische Charakteristik der untersuchten Rhönvulkanite

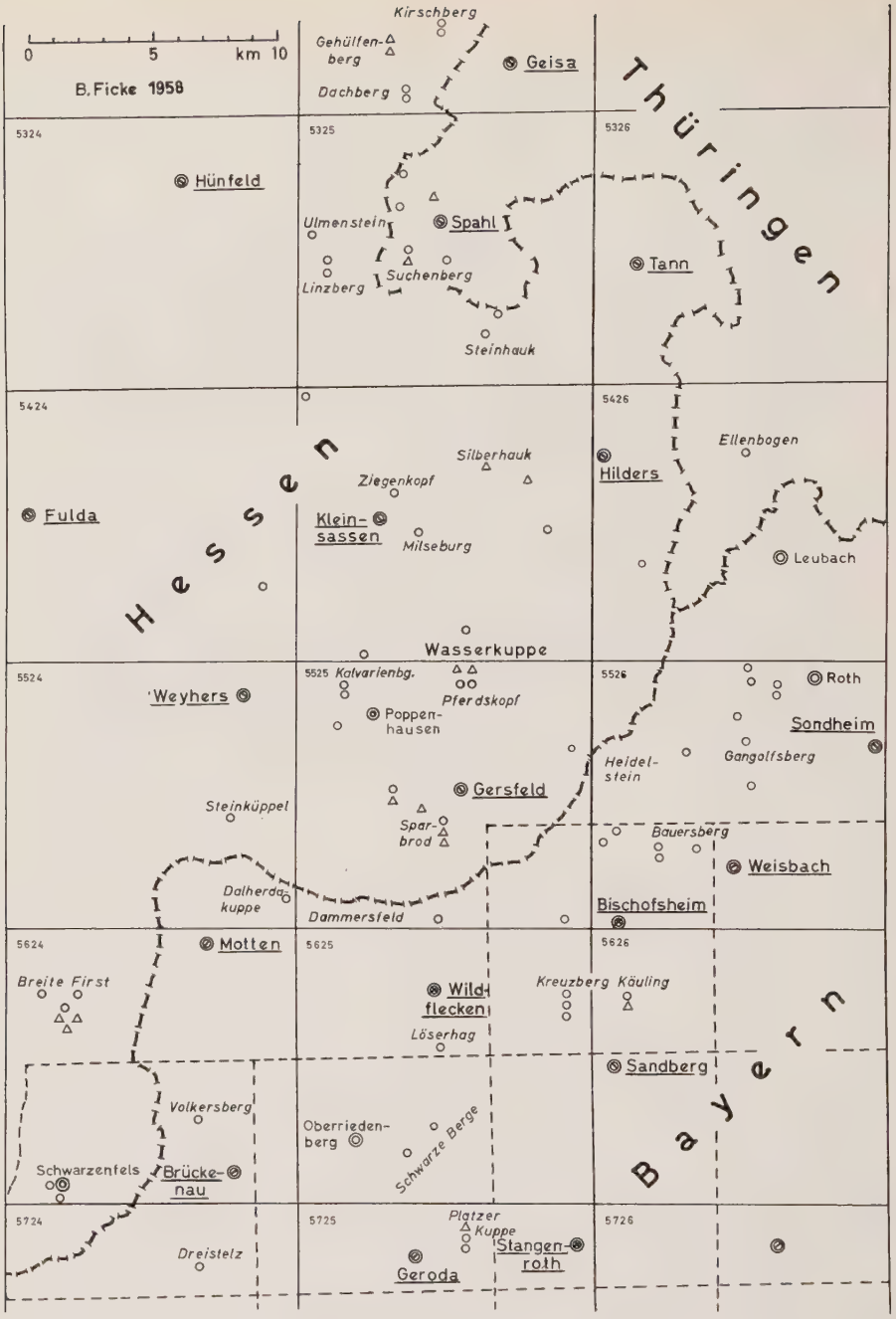
Die vulkanischen Gesteine der Rhön können in 3 große Gruppen unterteilt werden, die im allgemeinen auch der zeitlichen Abfolge der Eruptionen entsprechen:

Die *basaltischen Ersteruptionen* zeigen einen plagioklasbasaltischen Charakter bei teilweise doleritischem Habitus.

Zu den *Haupteruptionen* gehört die große Gruppe der *mafisch betonten Alkaligesteine:* Hornblendebasalt, Basanit, Limburgit, Nephelinbasalt, basaltoider Tephrit und Buchonit stellen Nachschübe dar, die als basische Differentiationen zu den Späteruptionen gehören.

Die *felsisch betonten Differentiationen,* die zu verschiedenen Zeiten, im wesentlichen aber als Späteruptionen erfolgten, brachten phonolithoide Tephrite und Phonolithe.

Eine Übersicht der zu besprechenden Gesteine gibt die graphische Gesamtdarstellung (Abb. 38 S. 427), die später eingehender behandelt



5525 Gradabteilungs-blätter

alte bayerische Positionsblätter

Landesgrenzen

○ Gesteinsanalysen △ Mineralanalysen

Abb. 11. Zuordnung von Gesteins- und Mineralanalysen auf den Meßtischblättern der Rhön.

wird. Es werden die Gesteine auf Grund ihrer chemischen Analysen in Atomprozenten nach steigendem Si-Gehalt angeordnet, woraus die gesamte Variationsbreite zu ersehen ist. Die Analysenprojektionen der Ersteruptionen liegen in der Mitte, die der Haupteruptionen (nebst basischen Nachschüben) finden sich wegen ihres geringen Si-Gehaltes auf der linken Seite, während die felsisch betonten Differentiationen mit höherem Si-Gehalt rechts im Diagramm liegen. Darunter erfolgt die petrographisch wichtige Kennzeichnung nach dem Mineralbestand als Gegenüberstellung des aus den Analysen normativ (N) (nach C. I. P. W.) errechneten mit dem modalen (M) integrierten Mineralbestand (der dazugehörenden Schliffe), umgerechnet in vergleichbare Gewichtsprozente.

Die Vulkanite des Wasserkuppengebietes als zentralem Ort in der Rhön wurden mit ihren Tuffen, ihrer tektonischen und stratigraphischen Stellung in der Arbeit *B. Ficke*, Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe (Notizbl. hess. L.-Amt für Bodenforschung *88* [1960], 361—379) näher beschrieben.

Zur Nomenklatur der Gesteine

Für die Diskussion der Rhönvulkanite bildete das wertvolle umfangreiche Gesteins-, Schliff- und Analysenmaterial, das von früheren Bearbeitern und von *H. Bücking* sowie seinen Mitarbeitern uns

Tab. 6. *Übersicht der mafisch betonten Rhönvulkanite mit ihrem kennzeichnenden Mineralbestand* (außer Augit und Erz, die überall vorhanden sind)

	mit Plagioklas	*Plagioklas + Nephelin*			mit Nephelin
		+ Hornblende an Stelle von Olivin		okkult im Glas	+ wenig Melilith	
ohne Olivin	Plagioklasbasalt	Hornblendebasalt [1]	Tephrit [2]	(Augitit)	melilithführender Tephrit [4]	Nephelinit [5]
mit Olivin			Basanit [3]	Limburgit		Nephelinbasalt [6]

() In der Rhön nicht vorhanden.

[1] Mit nur 1—5% Nephelin.

[2] Tephrite der Rhön sind fast einsprenglingsfreie Gesteine.

[3] Mit zahlreichen, zum Teil großen Olivin- und Augiteinsprenglingen.

[4] Bis zirka 5% Melilith.

[5] Kein selbständiges Gestein in der Rhön.

[6] Nephelin bis 15% nur in der Grundmasse als Mesostasis; (Nephelinite enthalten bis 65% gut kristallisierte Nepheline). Nach der Nomenklatur von *W. E. Tröger* wäre der Nephelinbasalt als melanokrater Olivinnephelinit zu bezeichnen.

zur Verfügung stand, eine wesentliche Grundlage. Auf Grund der chemischen Analyse und der früher üblichen qualitativen petrographischen Kennzeichnung kann eine Zuordnung des Gesteins zu bestimmten Gesteinsmassen nicht mit Sicherheit erfolgen. Trotzdem wurde die Durchnumerierung der Analysen nach *H. Bücking* (1910) mit ihren Gesteinsnamen beibehalten und bei neueren Analysen sinngemäß ergänzt. Die Zuordnung und Verteilung der Gesteins- (und Mineral-) Analysen (nebst den neueren und eigenen) auf den Meßtischblättern der Rhön zeigt die Abb. 11.

Eine orientierende Einteilung der untersuchten basaltischen Gesteine (bei Außerachtlassung der Buchonite und Phonolithe) kann etwa nach *R. Reinisch* (1920) und *R. Eigenfeld* (1947) folgendermaßen vorgenommen werden. Hier betrifft es nur leucitfreie Gesteine.

Beachtenswert ist das Auftreten von *Olivin* in fast allen basischen Gesteinen, der charakteristisch für die dunklen Rhönvulkanite ist.

Es muß hervorgehoben werden, daß die Gesteinstypen der Übersicht (S. 361) nicht immer scharf voneinander getrennt werden können, sondern daß es alle Übergänge gibt, z. B. in der Reihe Plagioklasbasalt, Hornblendebasalt, Basanit, Nephelinbasalt.

Die Plagioklasbasalte haben gerade noch Alkalikalk-Charakter. alle übrigen Vulkanite der Rhön alkalibasaltischen. Die Plagioklasbasalte zeigen jedoch durch ihre Olivinführung eine gewisse Unterkieselung an.

Durch quantitative Untersuchungen sollen für die Klassifizierung und Benennung exakte Unterlagen geschaffen werden.

Darstellungsmethode der Unterkieselung nach E. Larsen

Als ein wesentlicher Fortschritt für die quantitative Erfassung der in Frage stehenden gesättigten und untersättigten Vulkanite auf Grund der Analysen erwies sich die Darstellungsmethode in einer Dreiecksprojektion nach *E. Larsen* (1939). Es werden von jeder Gesteinsanalyse je zwei Punkte projiziert.

Zunächst werden aus einer Gesteinsanalyse die Normminerale nach C. I. P. W. berechnet. Dann werden die unterkieselten Minerale (der untersättigten Gesteine) aufgekieselt: Olivin zu Pyroxen, Nephelin zu Albit, Leucit zu Orthoklas. Die so erhaltenen Feldspäte werden zu den bereits aus der Norm vorliegenden hinzugeschlagen.

Die erste Projektion stellt das *Feldspatverhältnis* Orthoklas : Albit : Anorthit, auf 100 gebracht, dar. Dieses Verhältnis wurde im Dreieck durch ein Kreuz markiert.

Die zweite Projektion ist das *Maß der Kieselung*. Sie liegt bei den untersättigten Gesteinen außerhalb der rechten Seite des Dreiecks. Für die zweite Projektion sind als Eckpunkte des Dreiecks von *Larsen* links *Quarz* (für die übersättigten Gesteine), rechts die Gesamtsumme der *Feldspäte* (mit den aufgekieselten Foiden), oben die *femischen Bestandteile* (mit dem aufgekieselten Olivin) gewählt. Der Projektionspunkt (ein Kreis) wird für die untersättigten Ge-

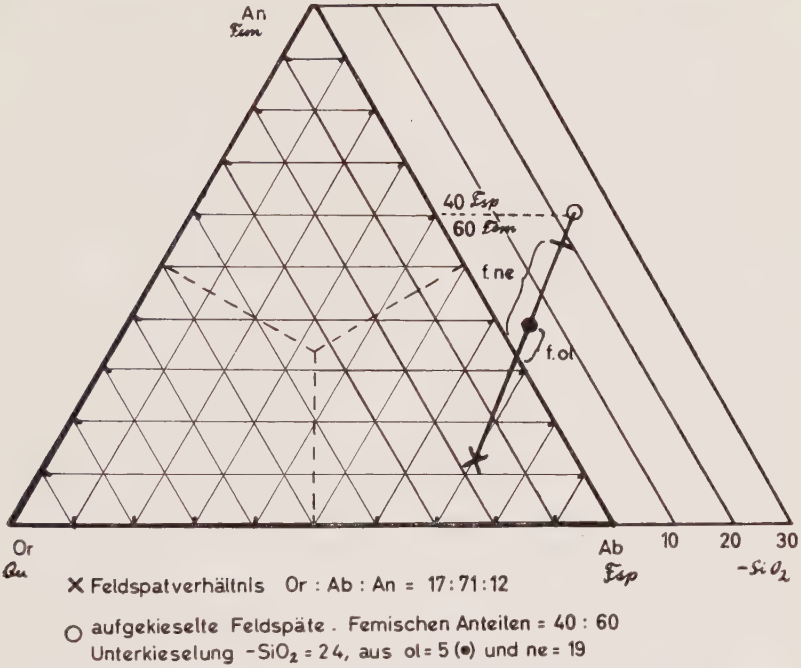


Abb. 12. Projektion eines Nephelinbasaltes nach der Methode von *E. Larsen*.

steine gegeben einesteils durch das Verhältnis Feldspat : femische Bestandteile ($\Sigma = 100$, auf der rechten Seite des Dreiecks) und andernteils durch das Maß der Unterkieselung mit einem entsprechenden Abstand parallel der Dreieckbasis Quarz-Feldspat (von dem Verhältniswert Feldspat : femisch aus).

Der zweite Projektionspunkt (im Feld der Unterkieselung außerhalb des Dreiecks) wird mit dem ersten Projektionspunkt (innerhalb des Dreiecks) durch eine Gerade verbunden.

Für die Kennzeichnung eines Gesteins gibt *Larsen* also 6 Daten durch 2 Projektionspunkte in ein und demselben Dreieck an (Abb. 12):

1. Orthoklas (Or) + Albit (Ab) + Anorthit (An) = 100, innerhalb des Dreiecks,

2 a. Bei Gesteinen mit normativem Quarz:
Quarz (Qu) + Feldspat (Fsp) + femische Bestandteile (Fem) = 100, innerhalb desselben Dreiecks,

2 b. Bei unterkieselten Gesteinen:
Feldspat (Fsp) + femische Gemengteile (Fem) = 100, auf der rechten Seite des Dreiecks [1], der SiO_2-Unterschuß außerhalb des Dreiecks.

C. I. P. W.-Berechnung		Auf-kieselungs-faktor	Gesättigte Minerale			Auf 100% gebracht		SiO_2-Unterschuß
or	1·56		6·7	or	8·3	Or	16·9	2·7
kp	3·95	1·696						
ab	—		34·7	ab	34·7	Ab	70·7	15·9
ne	18·78	1·848						
an	6·06			an	6·1	An	12·4	
Σ sal	30·35				49·1	→	100·0	ne: 18·6
di	40·01							
ol fo	9·40	1·43	13·4	pyr	58·2			4·0
ol fa	3·71	1·29	4·8					1·1
ap	0·24			ap	0·2			
il	5·67			il	5·7			
mt	9·40			mt	9·4			ol: 5·1
Σ fem	68·43				73·5			Σ-SiO_2: 23·7
			Feldspat		49·1		40·0	
			femisch		73·5		60·0	
					122·6	→	100·0	

Zusätzlich zu *Larsen* wurde auf der Verbindungslinie der beiden Projektionspunkte (auf der Unterkieselungsstrecke außerhalb des Dreiecks) der Olivinanteil (durch einen dicken Punkt) sowie der Nephelinanteil (durch einen Querstrich) für sich angegeben.

Am folgenden Beispiel soll die Methode der Berechnung erläutert werden: Nephelinbasalt vom Pferdskopf (Analytiker *B. Ficke*, 1956), in Gewichtsprozenten, darunter die Molekularzahlen × 1000.

[1] Durch SiO_2-Unterschuß bis zum Projektionspunkt parallel zur Basis des Dreiecks nach außen verschoben.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
40·33	2·99	10·51	6·49	8·01	0·21	12·83	11·57	4·10	1·44	0·10
6751	374	1031	406	1115	30	3182	2063	661	153	7

Ferner: H_2O^+ 0·98; H_2O^- 0·33; CO_2 0·00; Summe 99·89%.

Die Projektion der auf 100% gebrachten Werte und der Unterkieselung dieser Analyse zeigt die Dreieckdarstellung (Abb. 12 auf S. 363).

Die Gesteine

A. Die plagioklasbasaltischen Ersteruptionen

Nach den Beobachtungen von *H. Bücking* und Mitarbeitern stellen die Plagioklasbasalte die ältesten Eruptionen dar. Diese Anschauung konnte ich auch für das Gebiet der Wasserkuppe bestätigen.

Die von *H. Bücking* kartierten Feldspatbasalte Bf erwiesen sich als Plagioklasbasalte, teilweise mit geringer Foidführung. Häufig führen sie Olivin als wesentlichen Gemengteil, so daß die von *Rosenbusch* 1896 eingeführte Bezeichnung Olivinbasalt hier zutrifft. In der Rhön wird zwischen einem doleritischen und einem feinkörnigen Typ unterschieden.

1. Doleritischer Plagioklas- und Olivinbasalt

Die von *H. Bücking* als doleritische Plagioklasbasalte Bfd — kurz Dolerite genannt — kartierten Gesteine finden sich im Gebiet der Wasserkuppe an der Abtsroder Kuppe sowie nördlich und östlich Obernhausen, am Ostabhang der Hohen Rhön als Liegendes der basischen Haupteruptionen und im Südwesten an der Breitfirst. Sie werden zum Teil von feinkörnigen Plagioklasbasalten begleitet.

Die Dolerite sind frei von Foiden. Als Hauptgemengteil treten hier Plagioklasleisten (An_{42-52}) von 0·3 bis über 1·5 mm Länge auf. Die Olivine und Augite sind meist etwas kleiner. Neben kleinen Erzkörnern finden sich stellenweise (z. B. nördlich Obernhausen) ausgeprägte Erzskelette bis über 1 mm Größe.

Die quantitative Vermessung dreier Schliffe eines nahezu einsprenglingsfreien doleritischen Plagioklasbasaltes (Abtsroder Kuppe, nördlich der Wasserkuppe, Bl. Kleinsassen) zeigt folgende Werte (Abb. 13):

Schliff-Nr. 286; *13*, 25; *13*, 26	Plagioklas	56·4		
	Augit	29·8		
	Olivin	6·1	Farbzahl	43·2
	Erz	7·3		
	Zeolithe	0·4		
	Summe	100·0		

Der Dolerit vom Gangolfsberg (Bl. Sondheim), von dem zwei Analysen vorliegen, zeigt Einsprenglinge von Olivin und Augit mit serialen Übergängen zu den Individuen der gleichmäßig körnigen Matrix.

Schliff-Nr. *44*, 29

Plagioklas	48·3	Einsprenglingartige Individuen von	
Augit	35·0		
Olivin	12·1	Augit	2·5
Erz	4·6	Olivin	7·4
Summe	100·0	Farbzahl	51·7

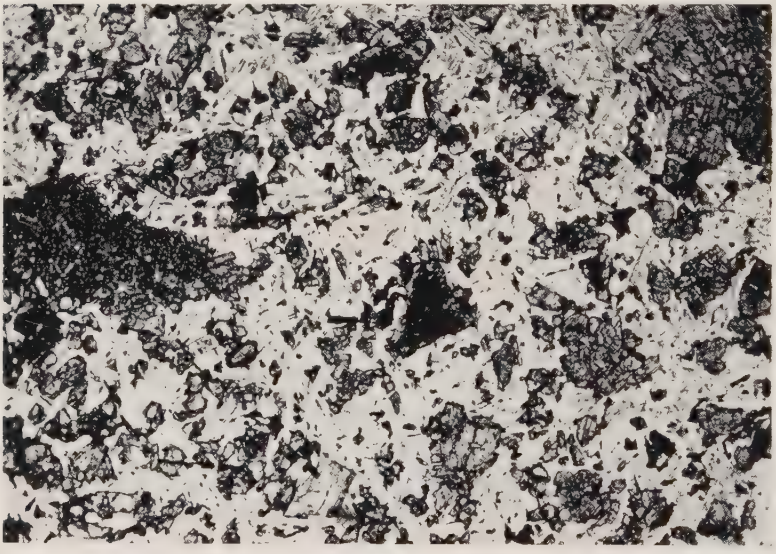


Abb. 13. Doleritischer Plagioklasbasalt. Sperrige Plagioklasleisten in Verschränkung mit Pyroxen und Olivin. Abtsroder Kuppe. Ohne Nic., Vergrößerung 32 ×.

Die Vermessung eines „Dolerites" von Schwarzenfels (Bl. Brückenau), bei dem ein Teil des Olivins sowie der hellen Bestandteile hydatogen umgewandelt wurde, ergibt:

Schliff-Nr. *3*, 46

Plagioklas	55·5
Augit	26·6
Olivin	4·9
Serpentin	8·2
Erz	4·8
Summe	100·0

An der Wasserkuppe wurde nördlich Obernhausen ein Dolerit als schmaler Gang im Muschelkalk beobachtet. Dieses Gestein zeigt eine autometamorphe Veränderung, die sich einesteils durch besonders große Kristalle von Titanaugit und Plagioklas, andernteils durch hydrothermale Calcite, Zeolithe und Serpentinbildungen mit Relikten von Olivin anzeigt. Die Einzelvermessungen dieses Gesteins, das unter der Einwirkung einer fluiden Spätphase gebildet wurde, zeigen folgende Werte:

Schliff Nr.	277	277 a
Plagioklas	35·4	30·2
Titanaugit	21·7	22·7
Titanit	1·5	—
Erz	8·5	8·4
Serpentin + Zeolith	17·7	31·4
Analcim	7·9	2·4
Calcit	7·3	4·9
Summe	100·0	100·0

Etwas weniger grob sind die Plagioklasbasalte vom Gänsgraben bei Obernhausen ausgebildet, die als Sonderheit zwei völlig isolierte, gut ausgebildete Nepheline von 0·1 mm Größe enthalten:

Schliff Nr.	234	*33*, 19
Plagioklas	25·4	26·1
Augit	37·3	38·9
Erz	10·6	9·4
Serpentin + Zeolith	9·4	9·2
Analcim	2·0	2·8
Nephelin	—	0·1
Calcit	1·2	—
Matrix	85·9	86·5
Augit	8·2	11·0
Olivin	5·9	2·5
Einsprenglinge $>$ 0·5 mm	14·1	13·5

Vergleich zwischen Mineralbestand und Gesteinschemismus (Tabelle 7). Am Beispiel des doleritischen Plagioklasbasaltes vom Gangolfsberg (von dem zwei chemische Analysen vorliegen) kann ge-

zeigt werden, daß unter Einsatz von Mineralanalysen (aus Rhönvulkaniten) in den modalen Mineralbestand durch Berechnung einer Bauschanalyse eine Übereinstimmung mit den chemischen Analysen erzielt wird.

Der Vergleich der erhaltenen Bauschanalyse sowohl mit den beiden chemischen Analysen als auch mit *Dalys* Mittel von 161 Basalt-

Tabelle 7

Gewichtsprozent[1]		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Feldspat	42·3	24·9	—	11·1	—	—	—	3·2	2·8	0·3
Augit	37·4	17·8	0·5	2·4	2·2	1·7	4·5	7·7	0·4	0·2
Olivin	13·3	5·5	—	—	—	3·0	4·8	—	—	—
Erz	7·0	—	1·3	—	3·0	2·7		—	—	—
Summe	100·0	48·2	1·8	13·5	5·2	7·4	9·3	10·9	3·2	0·5
Analyse II, 12		48·83	1·89	12·90	4·81	6·55	7·68	9·89	3·32	1·43[2]
Analyse II, 13		48·89	1·76	13·66	3·64	7·44	8·83	8·68	3·14	1·20[3]
Dalys Mittel von 161 Basaltanalysen		48·78	1·39	15·85	5·37	6·34	6·03	8·91	3·18	1·63[4]

[1] Die Vol. % der Integration von S. 366 wurden unter Einsatz der bekannten spezifischen Gewichte der Minerale in Gewichtsprozente umgerechnet.

[2] Dazu H_2O 1·24; P_2O_5 1·27; Summe 99·81.

[3] H_2O 2·59; P_2O_5 0·39; SO_3 0·07; Summe 100·29.

[4] MnO 0·29; H_2O 1·76; P_2O_5 0·47; Summe 100·00.

analysen (*Johannsen*, Bd. III, 1949, S. 261) zeigt, daß es sich um einwandfreie basaltische Gesteine mit Alkalikalk-Charakter handelt.

In der Tab. 8, S. 370 f., sind die aus der Literatur entnommenen brauchbaren Analysen von doleritischen Basalten nach fallendem SiO_2-Gehalt angeordnet. Darunter sind die Berechnungen nach C. I. P. W. und nach *Larsen* aufgeführt. Es wurden auch wegen des doleritischen Charakters die Daten der Analyse IV, 4, die bei *Bücking* bei den Feldspatbasalten steht, beigefügt.

Die *graphische Dreiecksdarstellung der „Dolerit"-Analysen nach Larsen* (Abb. 14) zeigt, daß sie in einem kleinen geschlossenen Feld, auf Grund ihres Feldspatreichtums nach der Fsp.-Ecke zu, liegen.

Die Projektion des Feldspatverhältnisses = 100 im Dreieck (×) gibt einen Or-Anteil an, der bis zu 15% geht. Dieser Gehalt ist bei Plagioklasen möglich, er liegt in der Nähe der Stabilitätsgrenze zwischen Hoch- und Tiefform, wobei die Hochform noch wesentlich mehr Or-Molekül aufnehmen kann. Die Plagioklasanalysen aus „Doleriten" von der Breitfirst (siehe S. 353) haben jedoch nur einen

Or-Gehalt von 4—5% [1]. Sanidin als mögliche Ummantelung um Plagioklas oder als Zwickelfüllung wurde nicht beobachtet. Die von *Bücking* zitierten älteren Doleritanalysen mit übermäßigem Or- (bzw. extrem hohem Qu-) Gehalt wurden, da nicht überprüfbar, in der Tabelle weggelassen (I, 1, 2, 3, 6, 7). Eine Analyse stammt von zersetztem Gestein (I, 4).

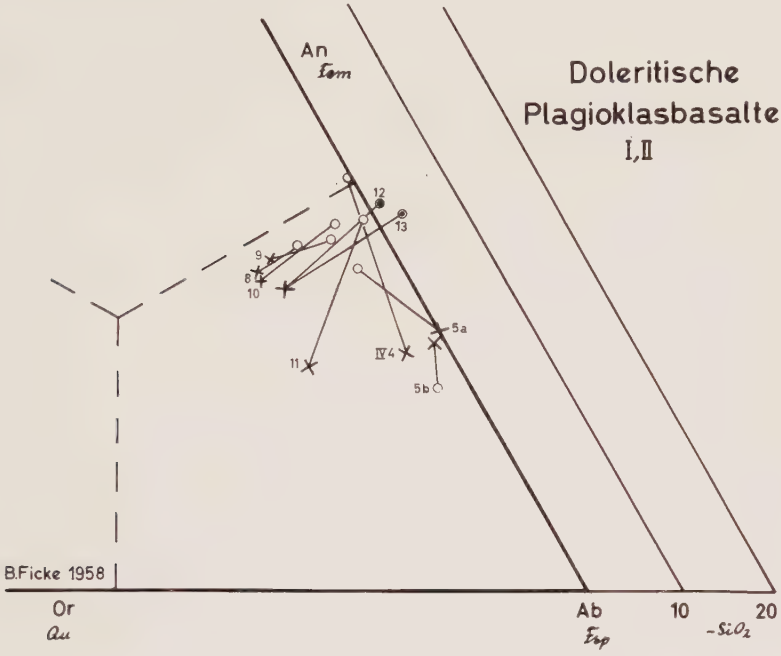


Abb. 14.

Die doleritischen Plagioklas- bzw. Olivinbasalte sind dadurch gekennzeichnet, daß sie bei der zweiten Projektionsart Fsp. : Fem. : Qu oder — SiO_2 (O) innerhalb des Dreiecks mit einem Qu-Gehalt bis zu 9% liegen (auch bei der *Niggli*schen Berechnung findet sich bei einigen Analysen ein positives qz). Freier Quarz wurde aber nie gefunden, er errechnet sich lediglich nach der C. I. P. W.-Methode. Dieser Überschuß kann sich aus überschüssigem SiO_2, wie er aus Feldspatanalysen bekannt ist (siehe *Doelter*), ergeben.

SiO_2-Unterschuß wurde nur bei zwei Analysen festgestellt (II, 12, und II, 13, die mit guter Übereinstimmung von verschiedenen Ana-

[1] Mit Hilfe der Breitfirstanalysen wurde auch die Bauschanalyse vom Gangolfsberg berechnet, die deshalb einen geringeren K_2O-Gehalt als die vorhandenen Gesteinsanalysen ergab.

Tab. 8. *Analysen von doleritischen Plagioklas-*

Nr. bei *Bücking*	I, 5 a	I, 5 b	II, 8	II, 9
Analytiker	*Knapp*	*Knapp*	*Schmidt*	*Schmidt*
Ort	Sparhof	Sparhof	Kalte Buche	Strutberg bei Roth
SiO_2	52·45	52·31	50·47	49·92
TiO_2	0·91	0·85	1·51	1·80
Al_2O_3	14·83	17·13	12·41	13·39
Fe_2O_3	8·32	8·13	8·78	8·07
FeO	3·46	2·24	3·89	4·82
MgO	5·60	2·65	5·73	6·13
CaO	7·88	7·41	10·19	10·68
Na_2O	4·75	5·66	2·57	2·83
K_2O	Spur	0·11	1·19	1·11
H_2O	1·51	1·94	1·09	0·94
P_2O_5	Spur	0·35	1·31	1·06
CO_2	0·34	0·44	—	
Summe	100·05	99·22	99·14	100·75
Dichte	—	—	2·909	2·963
C. I. P. W.				
Q	4·39	3·27	9·24	5·70
or	—	0·67	7·23	6·67
ab	40·16	47·87	21·48	23·58
an	19·17	21·00	18·90	20·57
Σ sal	63·72	72·81	56·85	56·52
di	21·36	11·70	18·14	20·30
hy		—	5·90	5·90
ol	—	—	—	
ap	—	0·84	3·02	2·35
il	1·73	1·61	2·89	3·50
mt	8·50	4·77	8·12	10·21
hm	2·46	4·84	3·20	0·96
Σ fem	34·05	23·76	41·27	43·22
cc	0·77	0·44	—	—
Larsen				
Or	—	1·0	15·1	13·2
Ab	67·6	68·8	45·2	46·3
An	32·4	30·2	39·7	40·5
Q	4·5	3·4	9·4	5·7
Fsp	60·2	71·6	48·5	51·0
Fem	35·3	25·0	42·1	43·3
$-SiO_2$	—	—	—	—

[1] SO_3 0·07.

[2] Cu, As, Sn 0·21; Co, Ni, Mn 0·57.

basalten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten

II, 10	II, 11	II, 13	II, 12	IV, 4
Schmidt	*Schmidt*	*Haefcke*	*Schmidt*	*Knapp*
Strutberg bei Roth	Reupers bei Roth	Gangolfsberg	Gangolfsberg	Schwarzenfels Breitfirst
49·83	49·67	48·89	48·83	46·92
1·73	1·67	1·76	1·89	0·72
13·20	12·72	13·66	12·90	11·75
7·29	8·19	3·64	4·81	11·67
4·67	4·26	7·44	6·55	3·85
5·90	7·41	8·83	7·68	6·61
11·57	9·38	8·68	9·89	10·68
2·78	3·56	3·14	3·32	3·73
1·31	1·35	1·20	1·43	0·37
1·07	0·91	2·59	1·24	1·21
0·78	1·07	0·39	1·27	0·24
—	—	—	—	0·20
100·13	100·19	100·29[1]	99·81	98·73[2]
2·982	2·888	2·876	2·938	2·953
4·14	1·02	—	—	0·08
7·78	8·34	7·23	8·34	2·17
23·58	29·87	26·20	27·77	31·56
19·46	14·73	19·74	16·12	14·24
54·96	53·96	53·17	52·23	48·05
25·92	19·01	16·49	19·70	31·42
2·80	9·70	7·38	8·85	—
	—	9·06	4·18	—
1·68	2·69	1·01	3·02	0·57
3·34	3·19	3·34	4·56	1·37
9·98	8·82	5·10	5·57	10·32
0·48	2·08	—	—	4·55
44·20	45·49	42·38	45·88	48·23
—	—	—	—	0·46
15·3	15·7	13·6	13·6	4·6
46·4	56·6	49·3	49·3	65·9
38·3	27·7	37·1	37·1	29·5
4·1	1·0	—	—	0·1
51·3	53·2	53·6	52·4	49·6
44·6	45·8	46·4	47·6	50·3
—	—	3·5	1·4	—

lytikern stammen). Der Unterschuß von SiO_2 (bis 3·5%) ergibt sich aus der Olivinführung. Durch die Integration wurde mehr Olivin festgestellt (12·2%) als bei C. I. P. W. aus den Analysen errechnet wurde (4·2 und 9·1%). Es liegt auch hier in den weiteren silikatischen Gemengteilen (Feldspäte, Augite) eine höhere Kieselung vor, als die C. I. P. W.-Norm es vermuten läßt.

Durch den errechneten Qu-Überschuß, der in den anderen Gemengteilen verteilt ist, wird der Alkalikalk-Charakter der doleritischen Plagioklasbasalte herausgestellt.

2. Feinkörnige Plagioklasbasalte mit zum Teil geringer Foidführung

Die feinkörnigen Plagioklasbasalte (Bf) erscheinen auf fast allen geologischen Karten der Rhön; mengenmäßig machen sie jedoch nur einen kleinen Teil der geförderten Vulkanite aus und treten hinter den Gesteinen der Haupteruptionen stark zurück. Diese dunklen, blaugrauen Gesteine haben porphyrischen Charakter. Die Einsprenglinge sind in der Regel kleiner und zum Teil nicht so zahlreich wie bei den basischen Gesteinen der Haupteruption.

Die Integration dreier Schliffe von einheitlichem Plagioklasbasalt-Material vom Kreuzberg w. Veitenfeld, Bl. Bischofsheim, ergab im Mittel folgende Werte in Vol.%:

Olivin	6·8	Plagioklas	45·0	Gesamtaugit	36·4
Augit	5·9	Augit	30·5	Farbzahl aus Augit, Olivin, Erz	55·0
Einsprenglinge	12·7	Erz	11·8		
		Grundmasse	87·3		

Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen basischem Andesin und saurem Labradorit.

Der Plagioklasbasalt (Schliff-Nr. 54) vom Südhang des Pferdskopfes (Abb.15; zirka 850 m Höhe) zeigt durch thermale Beeinflussung einer Nachphase Umwandlungserscheinungen von „Iddingsit" nach Olivin (vgl. Abb. 2) sowie Zeolithbildung.

Olivin (+ Iddingsit)	10·7	Plagioklas	24·1	Gesamtaugit	48·4
Augit	10·5	Augit	37·9		
Einsprenglinge	21·2	Erz	13·8	Farbzahl	72·9
		Zeolithe	3·0		
		Grundmasse	78·8		

Die beiden integrierten Gesteine (vom Kreuzberg und vom Pferdskopf) enthalten mehr als 5% Olivin (6·8 und 10·7%), so daß man hier von *Olivinbasalt* sprechen kann.

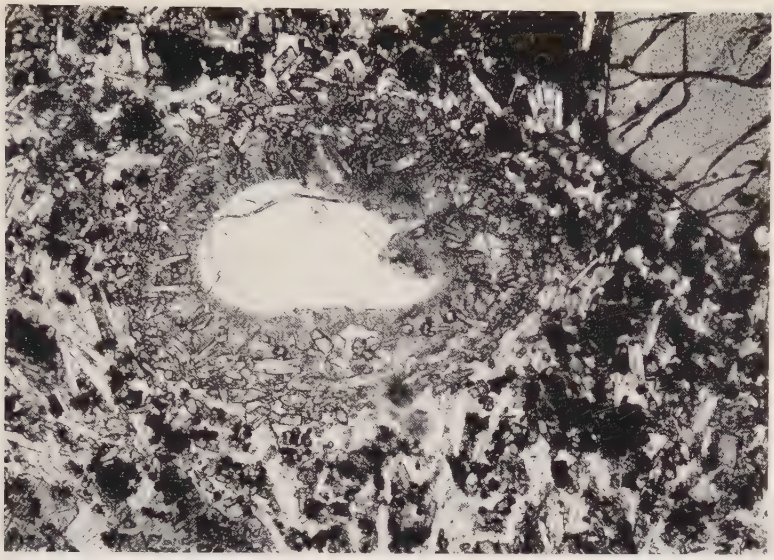


Abb. 15. Plagioklasbasalt mit Quarzeinschluß. In den glasigen Reaktionsrand wachsen Augitmikrolite ein. Pferdskopf Südseite. Ohne Nic., Vergrößerung 72 ×.

Tab. 9. *Analysen von gering nephelinführenden Plagioklasbasalten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr. bei *Bücking*	IV, 5	IV, 7
Analytiker	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*
Ort	Zornberg	Predigtstuhl
SiO_2	44·97	42·21
TiO_2	2·47	2·48
Al_2O_3	17·48	13·82
Fe_2O_3	12·80	10·79
FeO	0·44	2·73
MnO	—	—
MgO	4·06	9·34
CaO	10·80	13·16
Na_2O	3·21	2·16
K_2O	1·38	0·34
H_2O	2·12	3·14
P_2O_5	—	—
Summe	99·73	100·17
C. I. P. W.		
or	8·18	2·00
ab	19·01	12·48
an	29·21	27·04
ne	4·41	3·13
Σ sal	60·81	44·65
hm	18·96	29·76
di	0·93	6·62
ol	—	—
ap	4·30	4·70
il	—	1·62
mt	12·82	9·68
Σ fem	37·01	52·38
Larsen		
Or	12·7	4·2
Ab	42·0	38·7
An	45·3	57·1
Fsp	63·3	46·1
Fem	36·7	53·9
Σ — SiO_2	4·1	5·6
aus ne	3·7	2·7
aus ol	0·4	2·9

Wie die Beurteilung der Gesteinsanalysen von *Bückings* „Feldspatbasalten" (Tab. 9) zeigte, treten Varietäten auf, bei denen sich nach C. I. P. W. ein geringer Nephelingehalt errechnet. Die Untersuchung dazugehörender Dünnschliffe bestätigte einen geringen nephelinhaltigen Anteil in der besonders feinkörnigen bis dichten Mesostasis. Vielleicht verbirgt sich hier auch ein Analcimanteil.

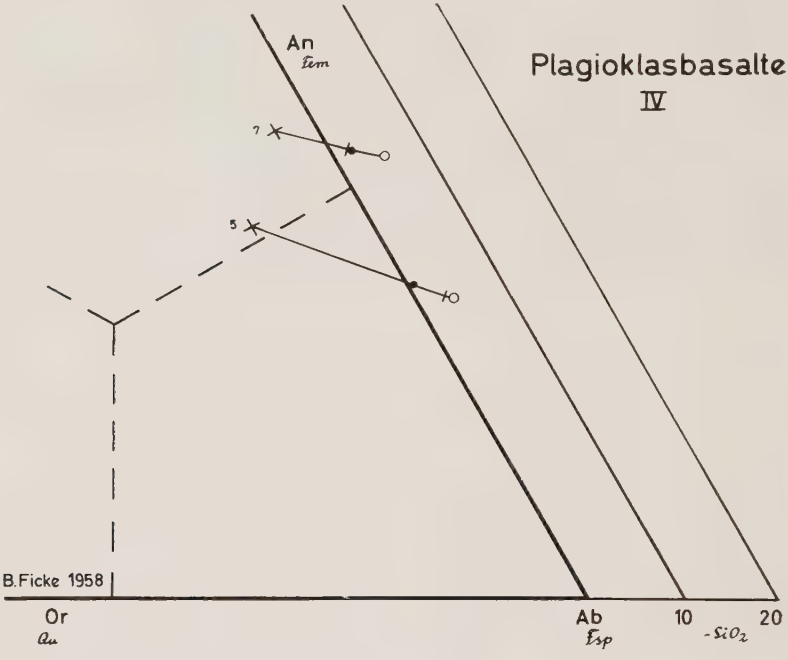


Abb. 16.

Von den bekannten Analysen von Plagioklasbasalten waren nur zwei wirklich zutreffend und hierhergehörend: vom Zornberg IV, 5, und vom Predigtstuhl IV, 7. Die Dreiecksdarstellung nach *Larsen* zeigt bei einem mittleren Anorthitgehalt eine geringe Unterkieselung, die auf etwa 3% Nephelin und wechselnde Mengen Olivin zurückgeführt wird.

Die Aufkieselung für den Nephelin (nach *Larsen;* Abb. 16) liegt bei den nephelinführenden Plagioklasbasalten unter 4%, für den Olivin ist sie gering (bis 2·9%).

Von dem Vorkommen gering nephelinführender Plagioklasbasalte am Pferdskopf wurden zwei Schliffintegrationen ausgeführt. Sie führen wenig Olivineinsprenglinge neben solchen von Augit. An „Nephelin + Analcim" enthalten sie unter 3 Vol.%. Im Gestein vom

Nordabhang werden in Hohlräumen und feinen Haarrissen Zeolithe (Chabasit und Natrolith) festgestellt, die einer späteren thermalen Durchpulsung ihre Entstehung verdanken.

Schliff 64. Pferdskopf, 250 m südlich vom Gipfel, in 780 m Höhe.

Olivin	3·5	Plagioklas	60·8	Gesamtaugit	16·3
Augit	0·7	Augit	15·6		
Einsprenglinge	4·2	Erz	16·9	Farbzahl	36·7
		Analcim + Nephelin	2·5		
		Grundmasse	95·8		

Schliff 160. Pferdskopf, Nordabhang, in 835 m Höhe.

Olivin	4·3	Plagioklas	34·7	Gesamtaugit	28·0
Augit	11·0	Augit	17·0		
Einsprenglinge	15·3	Erz	12·2	Farbzahl	44·5
		Analcim + Nephelin	3·0		
		Zeolithe	17·8		
		Grundmasse	84·7		

Das Gestein vom Südabhang des Pferdskopfes mit seinem hohen Gehalt an felsischen Gemengteilen (63·3% mit nur 2·5% Nephelin) könnte auch als „tephritoider Plagioklasbasalt" bezeichnet werden.

B. Die basischen Haupteruptionen

Durch die teilweise geringe Nephelinführung einiger Varietäten der Ersteruptionen ist bereits der stoffliche (und vielleicht auch zeitliche) Übergang zu den Alkaligesteinen der Haupteruptionen angezeigt. Neben den mafisch betonten Gesteinen der Haupteruptionen erscheinen hier selten Differentiationen relativ saueren Charakters (Phonolith), auf die erst später bei den felsisch betonten Differentiationen eingegangen werden soll. Umgekehrt erscheinen bei diesen Späteruptionen auch basische Gesteine (Nephelinbasalt und Limburgit), die schon hier insgesamt petrographisch erfaßt werden sollen.

3. Hornblendebasalt

Die Hornblendebasalte nehmen eine Mittelstellung zwischen den plagioklasbasaltischen Ersteruptionen und den basischen Haupteruptionen ein. Bereits *H. Bücking* wies darauf hin, daß sie eines-

teils den Feldspatbasalten, andernteils den Basaniten, Limburgiten und Tephriten nahestehen. Diese Ansicht wird durch die folgenden Integrationen und Analysenumrechnungen erhärtet. Die charakteristische Hornblendeführung rechtfertigt jedoch die Herausstellung der Hornblendebasalte, deren Genese zu einer speziellen Überlegung Anlaß gibt.

Die Hornblendebasalte sind hauptsächlich in der mittleren und nordwestlichen Rhön auf den Blättern Spahl, Kleinsassen und Gersfeld vertreten. Sie sollen nach *Bücking* in typischer Ausbildung nur in kleineren Durchbrüchen, zum Teil verbunden mit Tuffen, vorkommen, nicht aber als Deckenergüsse. Aus dem speziellen Arbeitsgebiet gehören die Hornblende führenden basaltischen Gesteine, die zwischen Pferdskopf und Wasserkuppe sehr verbreitet sind, hierher. Ihre Hornblenden sind jedoch teilweise umgewandelt.

Die folgenden modalen Vermessungen zeigen neben 8—15% Hornblende einen geringen Olivingehalt (unter 5%), auch der Gehalt an Erz ist für diese dunklen Gesteine verhältnismäßig gering. *Foidfreie* (oder fast freie) *Hornblendebasalte* (mit geringer Zeolithführung) werden durch die beiden Integrationen vom Todtenköpfchen und von der Wasserkuppe dokumentiert.

Schliff-Nr. *17*, 16, 18 und 19 vom Todtenköpfchen bei Gersfeld.

Hornblende	8·2	Hornblende	1·2	Gesamthornblende	9·4
Augit	13·5	Augit	43·1	Gesamtaugit	56·6
Olivin	4·8	Erz	8·3	Farbzahl	79·9
Einsprenglinge	26·5	Plagioklas	18·2		
		Zeolithe	2·7		
		Grundmasse	73·5		

Schliff-Nr. 284 von der Wasserkuppe, Nordrand von Blatt Gersfeld, in 820 m Höhe.

Hornblende	1·7				
Resorbierte Hornblende	9·8	Plagioklas	25·4		
Augit	9·1	Augit	37·4	Gesamtaugit	46·5
Olivin	1·8	Erz	11·8	Farbzahl	73·0
Einsprenglinge	22·4	Zeolithe, Serpentin	2·3		
		Foide	0·7		
		Grundmasse	77·6		

Einen tephritähnlichen Hornblendebasalt mit höherem Foidgehalt (jedoch unter 5% Olivin) zeigt Schliff 457 von der Hauck:

Schliff-Nr. 457 von der Hauck, westlich Obernüst (Blatt Spahl).

Hornblende	13·9				
Resorbierte Horn-		Plagioklas	18·1		
blende	5·0	Augit	27·8	Gesamtaugit	43·8
Augit	16·0	Erz	6·6	Farbzahl	74·0
Olivin	4·7	Foide, Zeolithe	7·9		
Einsprenglinge	39·6	Grundmasse	60·4		

In den Basalten, die am Südabhang des Pferdskopfes über den roten Tuffen anstehen, ist die Hornblende völlig umgewandelt und von größeren Mengen Olivin begleitet. Dieser Olivin ist weitgehend in „Iddingsit" umgewandelt, der dem Gestein eine rötliche Farbe verleiht. Dieses an Hornblende ärmere Gestein mit seinem höheren Olivingehalt und einer durch Foide bedingten Unterkieselung zeigt den Zusammenhang mit den Basaniten an.

Schliff Nr. 151 am Pferdskopf, Südabhang in 805 m Höhe.

Resorbierte Horn-		Plagioklas	27·2		
blende	8·0	Augit	26·2	Gesamtaugit	37·3
Augit	11·1	Erz	9·2	Farbzahl	64·5
Olivin, Iddingsit		Zeolithe	1·5		
	10·0	Foide	6·8		
Einsprenglinge	29·1	Grundmasse	70·9		

In den Hornblendebasalten überwiegen die Hornblenden nebst ihren teilweise resorbierten Relikten allgemein die Olivine, die hier im Vergleich zu den anderen basaltischen Gesteinen stärker zurücktreten. Diese Beobachtung weist darauf hin, daß die Hornblenden als unterkieselte Mafiten die Olivine vertreten können, wie durch kristallchemische Berechnungen dargelegt wurde. So sind auch völlig olivinfreie Hornblendebasalte bekannt sowie auch solche, die limburgitischen Charakter zeigen. Es fällt auf, daß Rhönit insbesondere in Hornblendebasalten und manchen Limburgiten häufiger angetroffen wird, als in anderen holokristallinen Vulkaniten der Rhön.

Aus der Rhön liegen drei Analysen von Hornblendebasalten vor (Tab. 10). Bei allen drei Analysen fällt gegenüber der modalen Vermessung der hohe Erzgehalt der Berechnung (> 16 Gewichtsprozent) auf, der mit aus der Hornblendeumwandlung herrührt. Aus

Tab. 10. *Analysen von Hornblendebasalten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr. bei *Bücking*	X, 1	X, 2	X, 3
Analytiker	*Sommerlad*	*Sommerlad*	*Sommerlad*
	Todtenköpfchen bei Gersfeld	Sparbrod bei Gersfeld	Kirschberg bei Rasdorf
SiO_2	42·17	40·53	42·51
TiO_2	0·51	0·48	0·41
Al_2O_3	9·42	11·58	10·54
Fe_2O_3	10·26	11·79	18·25
FeO	7·23	7·60	6·68
MgO	10·09	8·67	4·55
CaO	13·15	12·20	11·35
Na_2O	2·71	2·57	2·80
K_2O	1·16	1·45	1·36
H_2O	1·06	1·87	1·70
P_2O_5	1·29	0·75	0·95
Summe	99·05	99·49	101·10
Dichte	3·114	3·024	2·797
C. I. P. W.			
Q	—	—	0·67
or	6·85	8·57	8·01
ab	10·07	6·61	23·70
an	10·12	15·76	12·18
ne	6·96	8·21	—
Σ sal	34·00	39·15	44·56
di	36·98	31·08	27·40
ol	7·93	7·69	—
ap	3·06	1·82	2·25
il	0·97	0·91	0·76
mt	14·90	17·08	20·35
hm	—	—	4·21
Σ fem	63·84	58·58	54·97
Larsen			
Or	17·1	18·6	18·3
Ab	57·6	47·1	54·1
An	25·3	34·3	27·6
Qu	—	—	0·7
Fsp	37·4	46·3	44·1
Fem	62·6	53·7	55·2
Σ — SiO_2	8·9	9·1	—
aus ne	5·9	7·0	—
aus ol	3·0	2·1	—

der Analyse X, 3 errechnet sich noch ein Hämatitgehalt von über 4%, der im modalen Rhönit enthalten sein dürfte.

Aus den beiden Analysen X, 1 und X, 2 von Gesteinen aus der Umgebung von Gersfeld berechnet sich ein ne-Gehalt von 7 und 8%. Zusammen mit dem ol-Gehalt errechnet sich nach *Larsen* ein SiO_2-

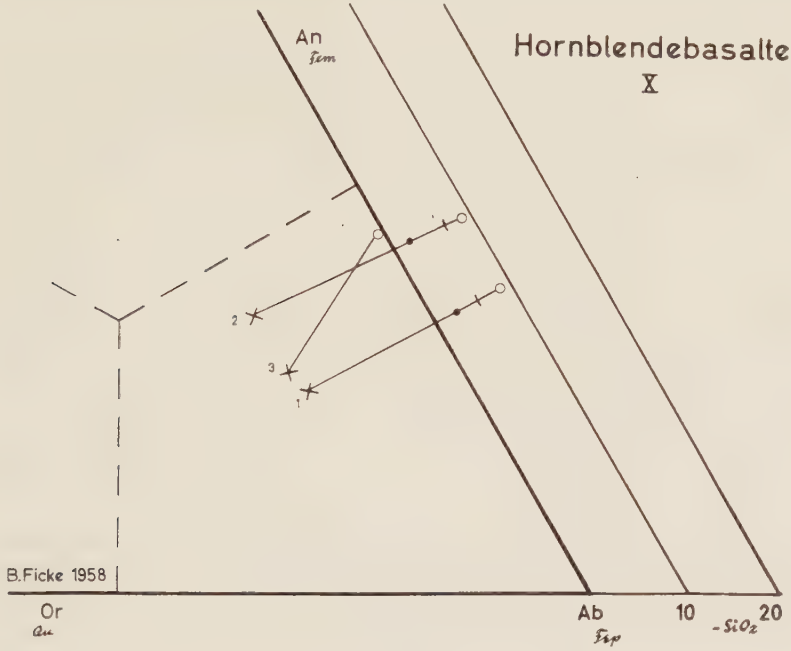


Abb. 17.

Unterschuß von 9%. Jedoch ist zu bedenken, daß ein gewisser SiO_2-Unterschuß sich aus der Hornblendeführung herleiten läßt, wie sich aus der kristallchemischen Betrachtung ergab.

Vergleich zwischen Mineralbestand und Gesteinschemismus. Um die Frage der Unterkieselung zu überprüfen, wurde das modal vermessene Schliffmaterial vom Todtenköpfchen bei Gersfeld mit der dazugehörigen Gesteinsanalyse X, 1 einem Vergleich unterzogen. Mit Hilfe der aus der Dünnschliffvermessung errechneten Gewichtsprozente wurde unter Einsatz von Mineralanalysen aus Rhönvulkaniten eine Bauschanalyse errechnet und mit der Gesteinsanalyse X, 1 verglichen:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Bauschanalyse	42·6	2·0	9·4	10·4	8·3	10·1	13·8	2·3	0·7	0·4
Analyse X, 1	42·2	0·5	9·4	10·3	7·2	10·1	13·2	2·7	1·2	1·1

Aus der Gegenüberstellung der aus dem Mineralbestand (in Gewichtsprozent) errechneten Bauschanalyse mit der chemischen Gesteinanalyse X, 1 geht eine gute Übereinstimmung hervor. Auch hier zeigt sich, wie bei der entsprechenden Berechnung beim doleritischen Plagioklasbasalt ein höherer K_2O-Gehalt der chemischen Analyse gegenüber der berechneten.

Zur Genese der Hornblendebasalte. Die durch ihre Hornblendeführung aus der Gruppe der basischen Vulkanite herausfallenden basaltischen Gesteine geben Anlaß zu Deutungsversuchen ihrer Bildungsweise. Wie aus der kristallchemischen Betrachtung der Hornblende (S. 347) hervorging, vertritt sie durch ihre geringe Kieselung Olivin, dessen chemische Bestandteile neben denen von Plagioklas und Erz die kristallchemische Formel aufbauen, wozu noch flüchtige Komponenten (Hydroxyl, Fluor) treten. Die Hornblenden stellen mit ihrer Größe und ihrem idiomorphen Kristallhabitus intratellurische Kristallisationen eines basaltischen Magmas dar, in dem bei einer reichlich vorhandenen fluiden Phase unter hohem Druck die Bildung eines Doppelkettensilikates mit Hydroxyl an Stelle des hydroxylfreien Inselsilikates Olivin begünstigt wurde. Die qualitativen und quantitativen Schliffuntersuchungen zeigen auch, daß in Hornblende führenden Gesteinen Olivin zurücktritt oder völlig fehlt. Auf diese Stellvertretung hatte bereits *Hazard* (1884) an basaltischen Gesteinen der Lausitz hingewiesen.

Bei einer Druckentlastung unter Verlust flüchtiger Komponenten büßten die Hornblenden ihre Stabilität ein und paßten sich den für Augite geltenden Stabilitätsbedingungen an. Dadurch entstanden die beschriebenen verschiedenen Umwandlungsreaktionen; aus den hydroxylhaltigen Hornblenden resultierten die hydroxylfreien Mafiten Augit, Rhönit und Erz.

Bei dem geologischen Verfolg der vulkanischen Eruptionen zeigte sich ein Zusammenhang zwischen den Hornblendebasalten und den Hornblende führenden Tuffen. Vielleicht gab die Druckentlastung den Anlaß zu einer explosionsartigen Tuff-Förderung, bei welcher unter schneller Abkühlung (Unterkühlung) die großen intratellurisch gebildeten Hornblendekristalle ihre Stabilität unter den p-t-Bedingungen der Oberfläche bewahrten, die sonst bei langsamer Anpassung im erstarrenden Gestein zu den genannten Umwandlungen führte.

Die Entwicklung eines an fluiden Stoffen angereicherten basaltischen Teilmagmas bereits in größeren Tiefen, die die Voraussetzung zur Bildung von Hornblendebasalten schuf, muß somit als eine Besonderheit herausgestellt werden. Die geringe Nephelinführung dieser Gesteine zeigt eine Tendenz zu den Alkaligesteinen an. Die

Beobachtung, daß die Hornblendebasalte etwas älter als die Basanite und Tephrite sind, weist auf ihre Stellung zwischen den Plagioklasbasalten und den Basaniten hin, sowohl in zeitlicher als auch in stofflicher Hinsicht.

4. Basanit

Die Basanite der Rhön stehen nicht nur in ihrer Mineralzusammensetzung zwischen den Plagioklasbasalten der Ersteruptionen und den Nephelinbasalten der späten Nachschübe, sondern folgen auch als großflächige Haupteruptionen den Hornblendebasalten, mit denen sie eine zeitliche Mittelstellung in der Abfolge der Eruptionen gemeinsam haben. Besonders häufig sind die Basanite in der südlichen und mittleren, seltener auch in der nördlichen Rhön als deckenartige Ergüsse verbreitet.

In der südlichen Rhön, z. B. an der Platzer Kuppe und am Barnstein bei Oberriedenberg, tritt eine Basanitvarietät auf, bei der sich in der Grundmasse (neben Augit als Hauptbestandteil mit 0·05 bis 0·1 mm Größe) die von *J. Soellner* (1907) erstmals beschriebenen Rhönite besonders reichlich bildeten. Megaskopisch sind sie kaum sichtbar, unter dem Mikroskop erreichen sie bis zu 0·1 mm Größe, meist aber wesentlich weniger.

Im Nephelin-Basanit von der Großen Nalle bei Gersfeld haben *Th. Ernst* und *F. K. Drescher-Kaden* (1940) in hellen Flecken isotrope und anisotrope Anteile untersucht. Sie schreiben, daß „eine sehr schwach doppelbrechende Komponente, $n \sim$ Kanadabalsam, wahrscheinlich Nephelin, von der sich die kleinen Feldspatleisten deutlich durch ihr Relief abheben, endlich Analcim, n deutlich $<$ Kanadabalsam" darin enthalten sind. Vom Nephelin-Basanit vom Appelsberg bei Hünfeld konnte von denselben Forschern Analcim fast rein abgetrennt ($n < 1{\cdot}491$, $D < 2{\cdot}40$) und röntgenographisch untersucht werden. Auf Grund des Befundes konnte „mit Sicherheit geschlossen werden, daß die isotrope Zwischenklemmungsmasse Analcim ist, die in diesem Gestein wie in den anderen Vorkommen selektiv verteilt ist". Dagegen konnte Nephelin oder ein nephelinähnliches Material nicht erkannt werden. Im Nephelin-Basanit des Kuhsprungs bei Nordheim handle es sich in der Grundmasse wahrscheinlich um Nepehlin (mit schwacher Doppelbrechung) neben Analcim in fleckenhafter Verbreitung.

Ein *olivinreicher Basanit* vom Billstein bei Frankenheim zeigt neben seltenen größeren Olivin-Einsprenglingen teilweise kleinere Individuen, die sich aber dennoch etwas von der Grundmasse abheben, deren Augite und Plagioklase noch kleiner sind.

Schliff-Nr. *39*, 21, vom Billstein bei Frankenheim.

Olivin	4·5	Olivin	13·9	Gesamtolivin	18·4
Augit	7·3	Augit	28·4	Gesamtaugit	35·7
Einsprenglinge	11·8	Erz	4·6	Farbzahl	60·5
		Plagioklas	17·2		
		Foide	24·1		
		Grundmasse	88·2		

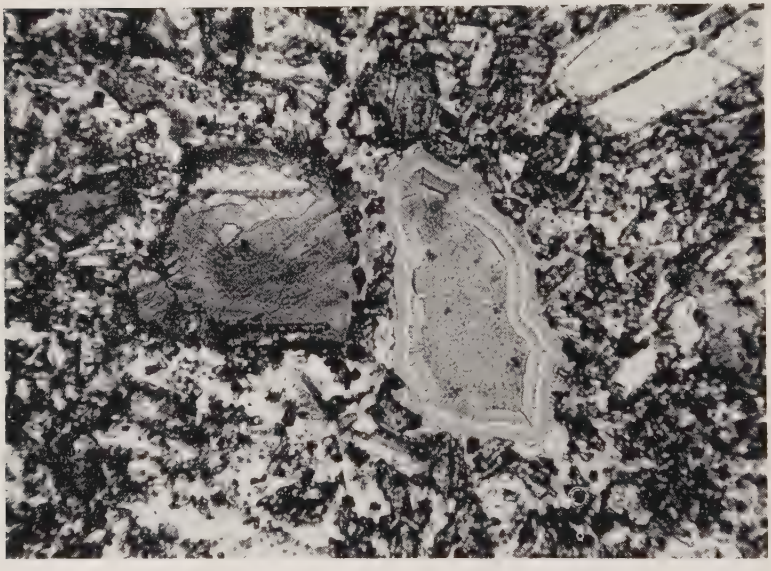


Abb. 18. Basanit mit Zeolithnest, das randlich Chabasitsäume zeigt, daneben Augiteinsprenglinge und Grundmasse mit Plagioklasleisten, Nephelin, Augit und Erz. Schafstein. Ohne Nic., Vergrößerung 103 ×.

Aus dem Gebiet der Wasserkuppe wurden 2 Basanite vermessen, die ärmer an Olivin sind (Abb. 18):

Schliff-Nr. *13*, 29, v. Schafstein, Westabhang, über dem alten Bruch.

Augit	3·6	Augit	20·7	Gesamtaugit	24·3
Olivin	6·1	Erz	10·0	Farbzahl	40·4
Einsprenglinge	9·7	Plagioklas	23·6		
		Foide	35·6		
		Zeolithe	0·4		
		Grundmasse	90·3		

Tab. 11. *Analysen von Basaniten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	VII, 8	VII, 12	VII, 9	VII, 7	VII, 10	XIII, 1
Analytiker	*Springer*	pr. geol. LA	*Abele*	*Springer*	*Springer*	*Dittrich*
Ort	Holzberg	Billstein bei Seiferts	Bauersberg	Teufelsmühle	Osterburg	Platzer Kuppe
SiO_2	44·99	43·17	43·00	43·10	41 60	41·03
TiO_2	0·90	1·63	2·00	2·40	2·85	2·43
Al_2O_3	12·55	12·38	12·62	13·40	13·32	11·07
Fe_2O_3	3·69	2·96	4·81	4·32	5·76	4·65
FeO	5·42	9·21	6·99	6·59	5·96	7·05
MnO	0·29	0·34	—	—	—	Spur
MgO	14·61	13·11	13·25	12·30	13·16	15·75
CaO	12·88	9·50	11 40	10·85	11·80	10·59
Na_2O	2·09	2·37	3·10	3·02	3·03	1·71
K_2O	0·66	1·09	0 77	0·79	0·68	0·94
H_2O+	1·44	1·71	1·69	1·79	1·35	1·36
H_2O-	0·76	1·45	0·75	1·01	0·61	2·85
P_2O_5	0·47	0·84	—		—	0·41
SO_3	0·12	0·22	—	—	—	—
CO_2	—	0 09	—	Spur	0·00	—
Summe	100·87	100·07	100·38	99·57	100·12	99·84
C. I. P. W.						
or	3·90	6·61	4·56	4·68	4 01	5·56
ab	9·07	16·15	5·84	9·49	3·93	6·29
an	22·93	20·69	18·23	20·69	20·75	21·13
ne	4·32	1·31	11·02	8 69	11·76	4·26
Σ sal	40·22	44·76	39 65	43·55	40·45	37·24
di	29·51	14·69	29·81	25·79	29·41	22·54
ol	20·50	26·66	17·72	16·61	14·55	24·06
ap	1·11	1·98	—	-	—	1·01
il	1·84	3·87	3·79	4·55	5·69	4·56
mt	5·35	4·28	6·97	6 27	8·36	6·73
Σ fem	58·31	51·48	58·29	53·22	58·01	58·90
cc	—	0·21	—	—	—	—
th	0 16	0·40	—	—	—	—
Larsen						
Or	8·9	14·2	9·4	9 2	8 0	13·7
Ab	39·0	40·6	53·4	50·3	50 8	34·6
An	52·1	45 2	37·2	40·5	41·2	51·7
Fsp	39·8	43·4	43·0	46·0	44·0	37·7
Fem	60·2	56·6	57·0	54·0	56·0	62·3
Σ — SiO_2	11·8	11·3	15·8	14·0	15·9	13·2
aus ne	3 7	1·1	9·2	7·4	10·0	3·6
aus ol	8·1	10·2	6·6	6·6	5·9	9 6

Schliff-Nr. *13*, 31, vom Gipfel des Schafsteins (Bl. Kleinsassen)

Augit	2·6	Augit	28·3	Gesamtaugit	30·9
Olivin	4·5	Erz	12·3	Farbzahl	47·7
Einsprenglinge	7·1	Plagioklas	40·1		
		Foide	9·6		
		Zeolithe	2·6		
		Grundmasse	92·9		

Die von *H. Bücking* (1910) angeführten Analysen von Nephelinbasaniten mußten leider ausgeschieden werden. Dagegen liegen fünf neuere Analysen vor, denen die bei *Bücking* zitierte Analyse eines „Trachydolerites" wegen ihrer Übereinstimmung mit den Basaniten hier aufgeführt wird: dieses Analysenmaterial von der Platzer Kuppe enthält den von hier erstmals beschriebenen Rhönit *J. Soellners.*

Aus der Zusammenstellung der Basanitanalysen (Tab. 11, S. 383) geht hervor, daß nach der *Larsen*-Berechnung die Basanite gegenüber den bisher besprochenen Gesteinen allgemein durch eine höhere Unterkieselung (mit zirka 10—15% -SiO_2) gekennzeichnet sind. Diese leitet sich einesteils aus dem normativen Nephelin (bei C. I. P. W. bis 12%), andernteils aus normativem Olivin (bis 26%) her.

Ein Vergleich zwischen dem Chemismus und dem Mineralbestand des Basanites vom Billstein bei Seiferts (die Analyse stellte mir freundlicherweise das Basaltwerk *F. Nüdling* zur Verfügung) zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen der errechneten Bauschanalyse und der chemischen Analyse VIII, 12. Der höhere Alkaligehalt der Bauschanalyse kann einesteils in alkalireicheren Grundmassenaugiten, anderseits in stärkerem Alkalireichtum der Nephelinmesostasis („Hydronephelin"?) enthalten sein.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Bauschanalyse	43·4	1·9	12·8	5·9	7·1	13·3	10·2	4·2	1·1	0·1
Analyse VIII, 12	43·2	1·6	12·4	3·0	9·2	13·1	9·5	2·4	1·1	1·7

5. Basaltoider Tephrit

Die Tephrite unterscheiden sich vom Basanit lediglich durch das Fehlen von Olivin. In der Rhön wurde von *H. Bücking* auf Grund von Habitus, Mineralbestand und Chemismus zwischen dunklen basaltoiden und helleren phonolithoiden Tephriten unterschieden. Da die basaltoiden Tephrite basischen Charakter haben, werden sie hier besprochen, während die phonolithoiden mit ihrem sauren

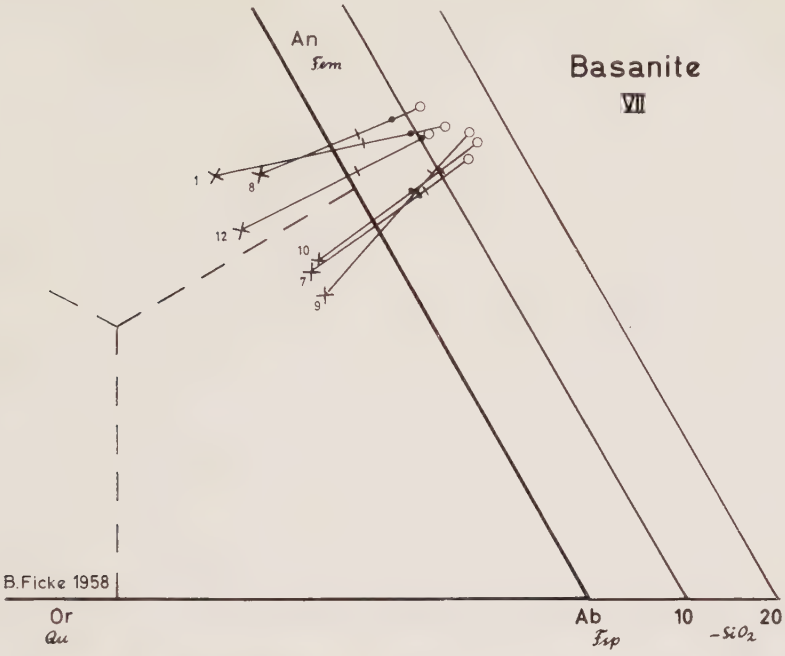


Abb. 19.

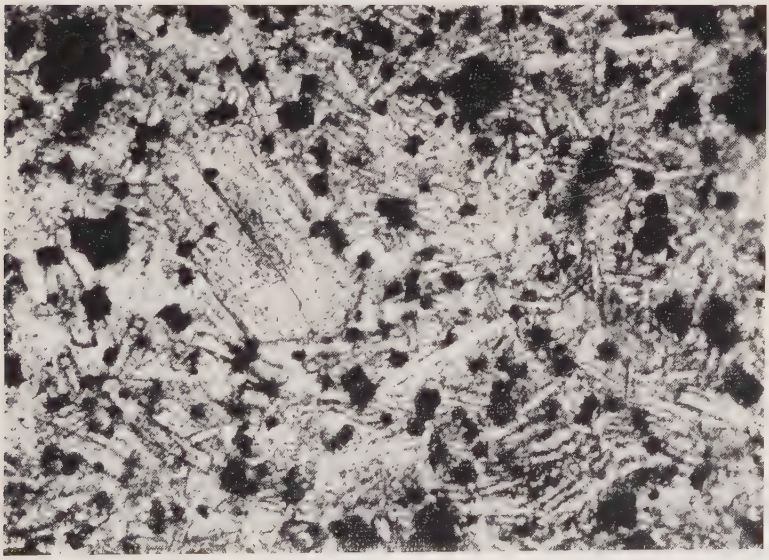


Abb. 20. Basaltoider Tephrit mit Augit-Mikroeinsprengling, Matrix mit Augit- und vereinzelten Plagioklasleistchen sowie zahlreichen Erzkörnern. Hoherod-Farrod. Ohne Nic., Vergrößerung 145 : 1.

Charakter und mit einem den Phonolithen nahe verwandten Mineralbestand bei den felsisch betonten Differentiationen besprochen werden.

Tephrite treten vor allem in der kuppenreichen, nördlichen Rhön auf, dagegen fehlen sie in der südlichen Rhön, wo die basischen Basanite vorwiegen, fast völlig.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Tephrite (Abb. 20) als äußerst feinkörnig und fast frei von Einsprenglingen. Neben stellenweise häufigeren, gut ausgebildeten Plagioklasleisten wird vereinzelt auch Alkalifeldspat beobachtet. Als Accessorien finden sich teilweise etwas größere Apatite und vereinzelt Rhönitflitterchen sowie Nosean. Eine Sonderheit stellen die kleinen Melilitheinsprenglinge dar, die allerdings weitgehend verwittert sind. Die Matrix zeigt einen feldspat- bis foidähnlichen Charakter mit geringer Doppelbrechung. Idiomorphe Individuen finden sich darin selten, so daß bei der optischen Vermessung ein erheblicher Restanteil für die Mesostasis zu berechnen bleibt.

	Schliff-Nr. *24*, 43 Rückersberg	Nr. VIII, 4 und *12*, 11 Suchenberg
Plagioklas	13·1	11·8
Alkalifeldspat	0·2	—
Analcim	—	1·2
Nosean	0·6	—
Augit	20·2	34·2
Melilith	—	0·1
Resorbierte Hornblende	—	0·2
Erz	9·9	7·2
Apatit	2·2	0·4
Mesostasis	52·1	44·9
Calcit	1·7	—
Summe	100·0	100·0
Farbzahl	30·1	41·7

Der integrierte Mineralbestand des Gesteins vom Suchenberg, umgerechnet als Bauschanalyse, wurde deshalb von der Gesteinsanalyse VIII, 4, subtrahiert und der verbleibende Rest für die Matrix in Normminerale umgerechnet:

or = 7·35 ab = 17·51 an = 8·81 ne = 3·24 C = 3·00.

Die Berechnung der Matrix, die mikroskopisch nicht weiter aufzulösen war, zeigt einen erheblichen Feldspatanteil. So konnte auch unter dem Mikroskop eine angedeutete Zwillingslamellierung von plagioklasähnlichem Charakter erkannt werden. Da der errechnete Korundgehalt durch keinerlei Beobachtungen bestätigt werden kann, und die Analyse zudem einen nennenswerten Betrag von H_2O^+ auf-

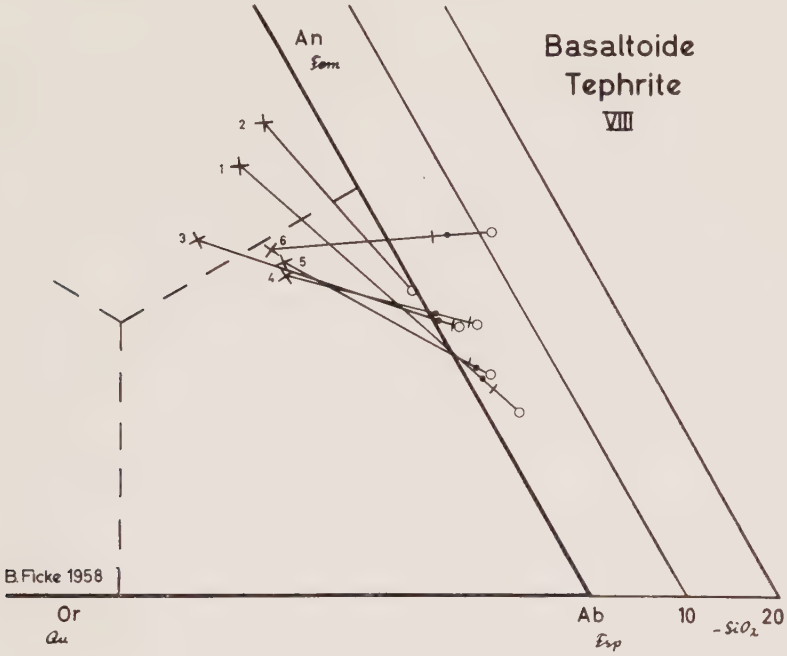


Abb. 21.

weist (eine Kontrollbestimmung ergab 1·74%), wird in Übereinstimmung mit anderen Autoren ein Analcimgehalt angenommen. Es errechnet sich in diesem Falle für die Matrix:

14·0% Plagioklas An_{60} und 25·9% Analcim (davon 5·8% K-Komponente). Das Gestein vom Rückersberg (Analyse VIII, 1; neue H_2O^+-Bestimmung 1·68%) zeigt fast übereinstimmende Verhältnisse: entweder freies C oder Analcim (mit geringem Na-Unterschuß).

Die Zusammenstellung der vorliegenden Analysen und ihrer C. I. P. W.- und *Larsen*-Werte zeigt durch ihren niedrigen SiO_2-Gehalt von etwa 45 Gewichtsprozent (17 Atomprozent) die Verwandtschaft der basaltoiden Tephrite mit den Basaniten, die auf dem Variationsdiagramm (Abb. 38) bei den basischen Haupteruptionen liegen. Die basaltoiden Tephrite unterscheiden sich von den Basaniten durch ihren hohen Al-, aber geringen Mg-Gehalt. Bei allen

Tab. 12. *Analysen von basaltoiden Tephriten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	VIII, 5	VIII, 4	VIII, 1	VIII, 3	VIII, 2
Analytiker	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*
Ort	Bildstein	Suchenberg	Rückersberg	Hoherod-Farrod	Tannenfels
SiO_2	48·78	45·67	45·46	45·25	44·37
TiO_2	1·99	1·57	1·50	2·78	3·75
Al_2O_3	19·39	17·84	22·20	17·69	17·49
Fe_2O_3	6·29	9·54	6·95	7·76	7·48
FeO	3·41	4·04	4·19	4·62	3·39
MnO	—	—	—	—	—
MgO	4·05	3·85	3·07	3·68	5·21
CaO	8·72	9·78	9·57	9·88	10·98
Na_2O	4·09	3·88	3·38	2·87	2·56
K_2O	1·53	1·44	1·49	2·27	0·62
H_2O	1·75	1·97	0·76	2·36	3·28
P_2O_5	—	—	—	—	—
Summe	100·00	99·58	98·57	99·16	99·13
C. I. P. W.					
Q		—	—	—	0·16
or	9·02	8·52	8·79	13·46	3·67
ab	32·19	24·49	24·27	20·29	21·65
an	30·04	27·00	41·03	28·66	34·41
ne	1·31	4·52	2·33	2·16	—
Σ sal	72·56	64·53	76·42	64·57	59·89
di	10·29	16·73	5·04	15·83	21·34
ol	3·78	1·28	3·72	1·28	—
ap	—	—	—	—	—
il	3·78	3·02	2·85	5·28	7·16
mt	4·81	8·45	9·15	6·83	—
hm	2·96	3·72	0·64	3·06	7·47
Σ fem	25·62	33·20	21·40	32·28	35·97
Larsen					
Or	12·2	12·4	11·2	20·3	6·2
Ab	47·0	48·1	36·5	36·5	36·2
An	40·8	39·5	52·3	43·2	57·6
Qu	—	—	—	—	0·2
Fsp	73·0	66·9	77·4	67·0	62·3
Fem	27·0	33·1	22·6	33·0	37·5
Σ — SiO_2	2·7	4·4	3·6	2·3	—
aus ne	1·1	3·9	2·0	1·8	—
aus ol	1·6	0·5	1·6	0·5	—

Analysen ist der errechnete ne-Gehalt sehr gering. Auffallend ist der hohe Or-Gehalt (im Mittel 12%), der sich zum Teil durch eine geringe modale Führung von Alkalifeldspat kundtut, vor allem aber in der feldspatähnlichen Matrix vermutet werden muß.

6. Limburgit

Vielerorts in der gesamten Rhön erscheinen die Limburgite, meist als Gänge, gelegentlich auch als kleinere Durchbrüche, selten als Decken. Sie sind nach *H. Bücking* und nach eigenen Beobachtungen älter als Nephelinbasalt, sicherlich aber jünger als Plagioklasbasalt, und zeigen eine Verwandtschaft zu den Basaniten.

Außer den Einsprenglingen von Olivin und Augit (oft zonar gebaut) zeigt die bräunliche Grundmasse kleine Plagioklasleisten und Erzkörner, die in die sogenannte limburgitische Glasbasis eingebettet sind. In dieser Basis kann häufig Rhönit in Form feinster Leistchen mit Querverästelungen, teilweise von dendritischem Aussehen, erkannt werden, besonders große Rhönite zeigt Abb. 5. Oft wird Calcit neben Zeolithen in Nestern bzw. Adern beobachtet. Vielleicht kann daraus geschlossen werden, daß die Limburgite mit Kalkgestein reagierten. Es wurden Basanite im Kontakt mit Muschelkalk beobachtet, die eine calcithaltige limburgitische Randfazies entwickelten (siehe Abb. 5).

Die quantitative Vermessung eines Limburgites, der als Durchbruch im oberen Muschelkalk am Dörnberg auftritt, zeigt 48% einer bräunlichen Glasphase:

Schliff-Nr. XIV, 2, vom Dörnberg (Bl. Spahl).

Augit	1·4	Augit	27·5	Gesamtaugit	28·9
Olivin	13·7	Erz	3·1		
		Analcim	5·9		
Einsprenglinge	15·1	Calcit	0·5		
		Glasbasis	47·9		
		Grundmasse	84·9		

Wenn unter Einsatz bekannter Mineralanalysen in die Gesteinsanalyse XIV, 2, der Chemismus der Glasphase berechnet wird, ergibt sich die theoretische Möglichkeit zur Auskristallisation der folgenden Mineralkomponenten:

Helle Gemengteile					Dunkle Gemengteile		
or	ab	an	ne	Summe	di	mt	Summe
3·56	0·59	19·25	8·86	32·26	4·36	2·30	6·66

Tab. 13. *Analysen von Limburgiten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	XIII, 2	XIV, 1	XIV, 2	XIV, 3
Analytiker	*Dittrich*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Springer*
Ort	Lösershag bei Oberbach	Hundskopf bei Lengsfeld	Dörnberg Bl. Spahl	Sodenberg Bl. Gräfendorf
SiO_2	42·55	41·90	41·14	40·89
TiO_2	2·59	2·28	2·07	2·50
Al_2O_3	10·75	13·83	14·28	12·89
Fe_2O_3	4·92	6·27	5·14	3·75
FeO	6·60	4·59	6·23	7·55
MnO	—	—	—	0·47
MgO	15·51	13·17	11·05	12·62
CaO	10·80	11·40	12·28	14·38
Na_2O	2·94	2·21	2·87	2·22
K_2O	1·57	0·34	0·80	1·57
H_2O	0·57	3·87	4·71	1·16
P_2O_5	0·48	—	—	0·57
CO_2	—	—	—	0·29
Cr_2O_3, CoO	0·55	—	—	
Summe	99·83	99·86	100·57	100·86
C. I. P. W.				
or	9·45	2·00	4·73	—
ab	1·31	11·83	2·46	—
an	11·40	27 32	23·74	20·58
kp	—	—	—	5·28
ne	12·64	3·95	11·82	10·18
Σ sal	34·80	44·70	42·75	36·04
di	30·99	22 76	28·95	35·02
ol	19·76	15 57	12·79	16·50
ap	1·01	—	—	1·35
il	4·86	4·32	3·29	4·75
mt	7·19	8·20	7·45	5·44
hm	—	0·62	—	—
cm	0·62	—	—	—
Σ fem	64·43	51·47	52·48	63·06
cc	—	—	—	0·66
Larsen				
Or	21·0	4·2	8·9	18·6
Ab	53·8	39·0	46·1	38·9
An	25·3	56·8	45·0	42 5
Fsp	38·5	42·6	48·7	40·8
Fem	61·5	57·4	51·3	59·2
Σ — SiO_2	16·3	16·6	13·7	20·6
aus ne	8·5	3·3	7·8	14·3
aus ol	7·8	13·3	5·9	6·3

Diese Aufrechnung zeigt, daß die Glasbasis im wesentlichen aus hellen Gemengteilen — Plagioklas und Nephelin — bestehen würde, die für die Namensgebung des Gesteins mitbestimmend wären. Hieraus und aus der C. I. P. W.-Berechnung der weiteren Limburgitanalysen (siehe Tab. 13) zeigt sich die Übereinstimmung mit den Basaniten. Auch die Projektionen im Dreieck nach *Larsen* (Abb. 22) zeigen bei wechselnder Unterkieselung ähnliche Verhältnisse.

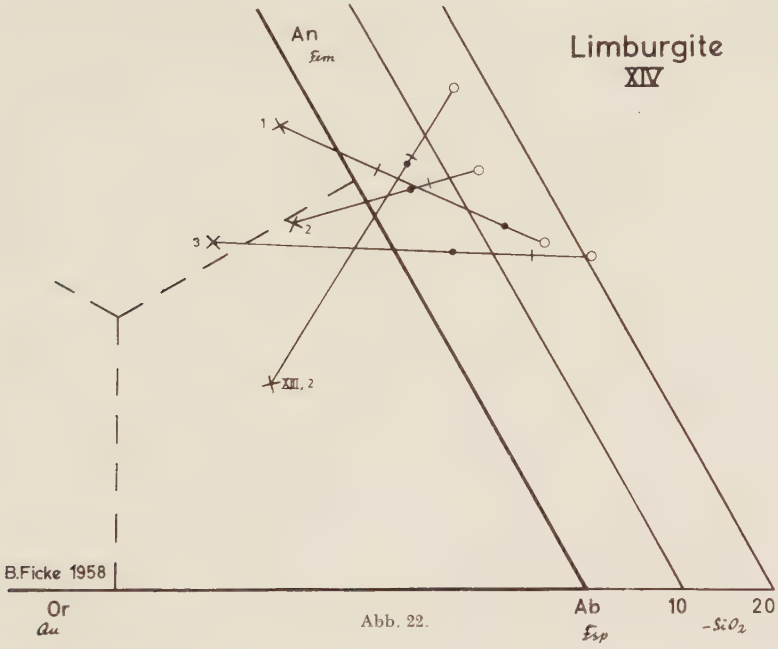


Abb. 22.

Eine limburgitisch erstarrte Randpartie des hornblendeführenden holokristallinen Plagioklasbasaltes vom Pferdskopf (vgl. S. 377), die in Kontakt mit den im Liegenden anstehenden roten Tuffen steht, zeigt mit ihren Zeolithen und ihrer Olivinumwandlung eine nachhaltige hydrothermale Beeinflussung:

Schliff-Nr. 146, vom Pferdskopf, Südabhang in 838 m Höhe.

Augit	12·5	Augit	12·8	Gesamtaugit	25·3
Olivin +		Erz	9·8		
Iddingsit	6·8	Plagioklas			
Resorbierte		(zeolithisiert)	9·6		
Hornblende	4·7	Zeolithe	3·6		
Einsprenglinge	24·0	Glasbasis	40·2		
		Grundmasse	76·0		

Zusammenfassend wird darauf hingewiesen, daß die Limburgite der Rhön ihrem Chemismus und Mineralbestand zufolge kein selbständiger Gesteinstypus, sondern unvollständig auskristallisierte Varietäten von Basanit und Hornblende- bzw. Nephelinbasalt sind.

7. Nephelinbasalt und Nephelinit

Nach *A. Johannsen* (1951) sind Nephelinite und Nephelinbasalte feldspatfreie Extrusivgesteine, die aus Nephelin und Pyroxen bestehen; Nephelinbasalte der Rhön sind dunkler als Nephelinit und enthalten im Gegensatz zu diesem Olivin. Diese Bezeichnungen im Sinne von *A. Johannsen* und *R. Eigenfeld* wurden auch in Tab. 6 auf S. 361 verwendet. Nach der Nomenklatur von *W. E. Tröger* (1935) würde es sich hier um einen melanokraten Olivinnephelinit handeln. Der in der Rhön beobachtete Nephelinit ist durch grob, gut und reichlich auskristallisierten Nephelin in Abwesenheit von Olivin gekennzeichnet.

a) Nephelinbasalt

Nephelinbasalte treten in der gesamten Rhön meist als mächtige Deckenergüsse auf, auch Durchbrüche sind häufig. Mehrfach wurden Basaltsäulen aus Nephelinbasalt und Auftreten von Olivinknollen beobachtet.

Die quantitativen Vermessungen der Nephelinbasalte (Abb. 24) aus dem Gebiet der Wasserkuppe ergaben folgende Werte:

Schliff Nr.	Wasserkuppe		*Pferdskopf*				
	190	110	58	36	38a—c	63	59
Olivin	13·0	14·9	6·2	10·1	14·4	12·2	7·9
Augit	1·9	11·7	10·0	5·9	7·2	5·8	1·0
Einsprenglinge	14·9	26·6	16·2	16·0	21·6	18·0	8·9
Olivin	16·6	—	—	—	—	—	—
Serpentin	—	—	—	—	—	—	9·4
Augit	49·0	54·9	53·6	68·9	53·3	51·1	41·9
Hornblende / Rhönit	0·3	—	—	—	0·2	11·3	6·1
Erz	6·0	4·3	13·3	10·1	8·0	5·1	6·7
Plagioklas	—	0·6	—	—	—	0·6	—
Nephelin	10·7	13·6	16·1	5·0	14·5	8·6	6·2
Analcim	2·5		00·8	—	2·4	2·5	—
Zeolithe	—	—	—	—	—	2·8	20·8
Grundmasse	85·1	73·4	83·8	84·0	78·4	82·0	91·1
Farbzahl	86·8	85·8	83·1	95·0	83·7	88·9	73·1

In dieser Zusammenstellung fällt das Gestein Nr. 190 durch seinen besonders hohen Olivingehalt auf (Makro- und Mikroeinsprenglinge 29·6%); aus diesem Gestein vom Gipfel der Wasserkuppe stammt auch der analysierte Olivineinkristall (vgl. S. 340). Nur selten werden äußerst geringe Mengen Plagioklas beobachtet, z. B. bei Nr. 110 und Nr. 63. Der auffallende Zeolithreichtum des Gesteins Nr. 59 findet sich in Drusen oder Mandeln von 2—5 mm Durchmesser.

Ein kleiner Durchbruch nordwestlich des Pferdskopfes zeigt mit 10% Glasbasis limburgitischen Charakter. Man könnte hier von einem Hyalonephelinbasalt sprechen:

Schliff-Nr. 34, kleiner Durchbruch im NW des Pferdskopfes, 742 m Höhe.

Augit	5·9	Augit	58·0	Gesamtaugit	63·9
Olivin	9·3	Erz	10·7		
Einsprenglinge	15·2	Plagioklas	0·2		
		Nephelin	2·3		
		Zeolithe	3·6		
		Glasbasis	10·0		
		Grundmasse	84·8		

Die in der Tab. 14 auf S. 394 aufgeführten Analysen zeigen eine verhältnismäßig hohe Unterkieselung (kp + ne nach C. I. P. W. 10—22%), nach *Larsen* (Abb. 23) 15—23% SiO_2-Unterschuß, wie er in dieser Höhe bei den bisher beschriebenen basischen Gesteinen noch nicht festgestellt wurde. In der *Larsen*-Projektion sind die Nephelinbasalte mit ihren Untersättigungspunkten (O) durch ein geschlossenes Feld nahe der Zwanziger(-SiO_2)-Linie gekennzeichnet. Davon ist bei *Larsen* der Anteil des Olivins an der Unterkieselung (mit maximal 7%) etwa ebenso hoch wie bei Basaniten und Limburgiten. Allgemein überwiegen nach C. I. P. W. die femischen Gemengteile die salischen (Verhältnis etwa 3 : 2).

Nr. 190 Wasserkuppe, Nordostabhang in 898 m Höhe, Material einer Olivinanalyse.

Nr. 110 Wasserkuppe, Große Kutte, in Richtung Schafstein.

Nr. 58 Pferdskopf, Westseite über dem Heckenhöfchen.

Nr. 36 Pferdskopf, westlicher, kleinster der drei Gipfel.

Nr. 38 a—c Pferdskopf, drei Schliffe des Säulenbasalts über dem Heckenhöfchen; Ausgangsgestein der Analyse VI, 10, der abgetrennten Nephelin-Matrix und einer Erzanalyse, vgl. Tab. 14, S. 394; S. 356, Abb. 9 und Abb. 24.

Nr. 63 Pferdskopf, Westabhang über dem Heckenhöfchen.

Nr. 59 Pferdskopf, Westseite, zirka 50 m unter Nr. 36.

Tab. 14. *Analysen von Nephelinbasalten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	VI, 10	V, 1	V, 2 b	V, 4	VI, 13	VI, 6 b
Analytiker	*Ficke*	*Linck*	*Bredemann*	*Haefcke*	*Holler*	*Bredemann*
Ort	Pferds-kopf	Gebahöhe	Baier bei Dermbach	Schafruhe Bl. Sondh.	Wasser-kuppe	Kreuzberg
SiO_2	40·33	39·52	38·95	38·08	37·73	35·77
TiO_2	2·99	3·01	0·61	3·15	1·86	0·46
Al_2O_3	10·51	12·70	10·65	11·44	13·91	13·43
Fe_2O_3	6·49	5·21	12·92	7·18	12·65	16·79
FeO	8·01	8·92	2·79	6·55	3·82	3·98
MnO	0·21	—	Spur		—	Spur
MgO	12·83	12·27	10·91	12·11	11·79	8·84
CaO	11·57	12·36	15·46	13·08	13·52	15·04
Na_2O	4·10	3·41	2·62	2·28	3·38	3·81
K_2O	1·44	1·21	1·13	1·24	0·68	0·71
H_2O+	0·98	1·68	3·14	3·98	0·85	1·03
H_2O-	0·33					
P_2O_5	0·10	—	1·02	0·54	—	0·72
Cl_2		—	Spur	—	—	Spur
CO_2	0·00	—		—	—	—
SO_3	—	—	—	0·10	—	—
Summe	99·89	100·29	100·20	99·73	100·19	100·58
Dichte	3·195	—	3·058	3·071	2·955	3·079
C. I. P. W.						
an	6·06	15·77	13·96	16·96	20·81	17·72
lc	2·41	—	5·24	6·60	—	3·27
kp	3·10	4·08	—	—	2·28	—
ne	18·78	15·62	12·01	10·51	15·48	17·47
Σ sal	30·35	35·47	31·21	34·07	38·57	38·46
di	40·01	31·98	37·18	32·07	27·28	24·00
ol	13·11	16·53	11·33	12·50	15·34	15·62
ap	0·24	—	2·42	1·34	-	1·72
il	5·67	5·73	1·15	5·93	3·52	0·86
mt	9·40	7·55	7·23	10·44	5·54	11·48
hm	—	—	7·93	—	10·00	8·87
Σ fem	68·43	63·17	67·24	62·28	61·68	62·55
Larsen						
Or	16·9	13·2	12·6	18·7	7·3	9·7
Ab	70·7	56·1	53·6	43·3	53·7	59·7
An	12·4	30·7	33·8	38·0	39·0	32·7
Fsp	40·0	42·4	36·6	40·0	44·1	44·1
Fem	60·0	57·6	63·4	60·0	55·9	55·9
Σ — SiO_2	23·7	22·9	14·8	15·5	21·2	22·2
aus ne	18·6	16·0	10·2	10·7	14·8	15·7
aus ol	5·1	6·9	4·6	4·8	6·4	6·5

Es ist bei den Nephelinbasalten auffallend und charakteristisch, daß sich nach C. I. P. W. bei den salischen Gemengteilen überhaupt keine hochgekieselten or- und ab-Feldspäte errechnen. Auf die geringe Kieselung von Anorthit (an), ähnlich der von Nephelin (ne), wurde bereits hingewiesen ($Ca[Al_2Si_2O_8] : Na_2[Al_2Si_2O_8]$). Da Pla-

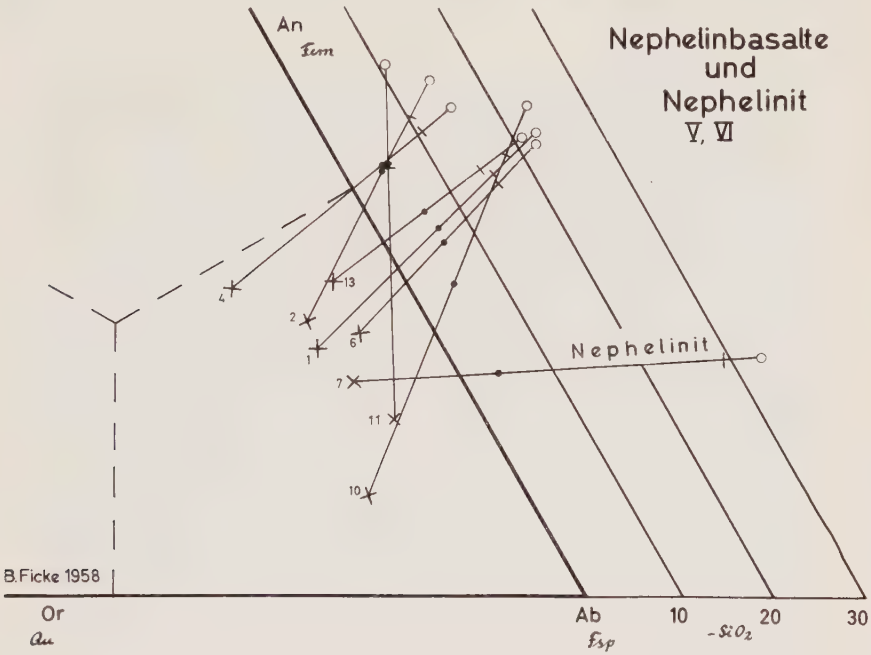


Abb. 23.

gioklas in Nephelinbasalten weder als Einsprengling noch in der Grundmasse (außer in einigen wenigen Gesteinen mit maximal 0·6%) festgestellt wurden, kann das normative an-Molekül nur im Nephelin (entsprechend der Analyse auf S. 356 f.) und im Al-haltigen Augit (vgl. die Aufrechnung S. 347) enthalten und kristallchemisch eingebaut sein.

Durch die Integrationen ergab sich bei allen Schliffen eine sehr hohe Farbzahl von über 80, ausgenommen bei Schliff Nr. 59 mit einer Farbzahl von immerhin noch 73, die durch einen Gehalt von 20% an sekundären Zeolithen in Hohlräumen begründet ist.

Vergleich von Mineralbestand und Chemismus. Dieser Vergleich, durchgeführt an säulenförmigem Nephelinbasalt (Nr. 38; Abb. 24) vom Westhang des Pferdskopfes, beansprucht ein besonderes Interesse, weil von dem von mir analysierten Gestein VI, 10 sowohl die Nephelin-Analcim-Matrix (Abb. 9) als auch das Erz, aus verwandtem

Gestein der Olivin, analysiert wurden. Die modalen Vermessungen der drei Dünnschliffe 38 a, b und c zeigen durch gute Übereinstimmung eine Homogenität dieses Nephelinbasaltes an. Die Volumprozente wurden wie üblich in Gewichtsprozente umgerechnet.

Es wurden nur die Augiteinsprenglinge in die Umrechnung eingesetzt, weil der Chemismus der Grundmassenaugite wegen ihrer

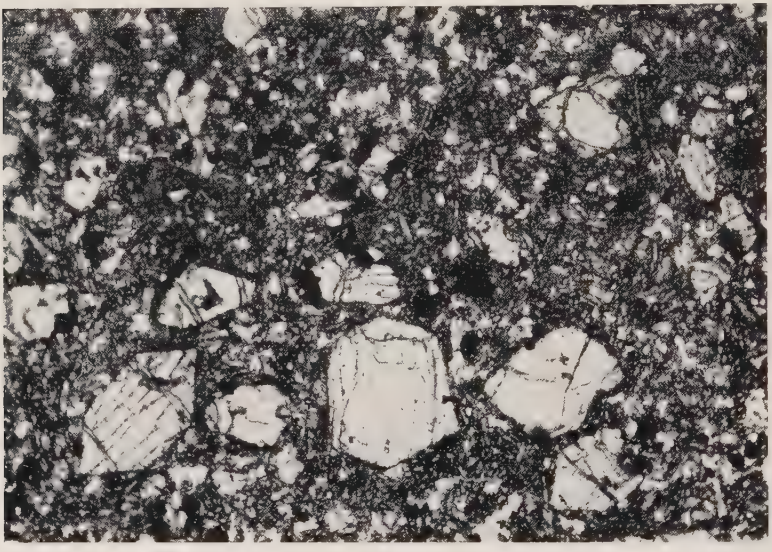


Abb. 24. Nephelinbasalt Nr. 38 zur Gesteinsanalyse VI, 10; Olivin- und Augiteinsprenglinge, Matrix mit Augitmikroliten, Erz und Nephelin. Pferdskopf, Westabhang. Ohne Nic., Vergrößerung 67 ×.

Errechnung des Chemismus der Grundmassenaugite eines Nephelinbasaltes

Gew.-%		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Olivin	14·8	6·0	—	—	—	1·9	0·3	6·5	0·1	—	—	—
Augiteinsprengl.	7·2	3·4	0·1	0·4	0·5	0·3	—	0·9	1·5	0·1	—	—
Rhönit	0·2	0·1	—	0·1	—	—	—	—	—	—	—	—
Erz	10·4	—	2·6	—	4·0	3·8	—	—	—	—	—	—
Neph. Analc.	13·1	5·7	—	4·2	—	—	—	—	0·4	1·8	0·8	0·2
Summe	45·7	15·2	2·7	4·7	4·5	6·0	0·3	7·4	2·0	1·9	0·8	0·2
Analyse VI, 10		40·33	2·99	10·51	6·49	8·01	0·21	12·83	11·57	4·10	1·44	0·98
Rest für Grundmassenaugit		25·1	0·3	5·8	2·0	2·0	—	5·4	9·6	2·2	0·6	—

Kleinheit, die keine einwandfreie optische Bestimmung zuläßt, nicht beurteilt werden kann. Dabei ergibt sich ein Analysenrest, der es gestattet, die einzige nicht analysierte Komponente — den *Grundmassenaugit* — in seinem Chemismus zu erfassen.

Aus dem Rest für die Grundmassenaugite errechnet sich folgende kristallchemische Formel, der das Mittel der Einsprenglingsaugite der Rhön gegenübergestellt ist:

Grundmassenaugit aus Nephelinbasalt:

$$(Ca_{0.72}\ Na_{0.30}\ K_{0.05})\ (Mg_{0.56}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0.13}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.11}\ Al_{0.21}\ Ti_{0.02})\ [(Si_{1.76}\ Al_{0.26})O_6].$$

Mittel der Einsprenglingsaugite:

$$(Ca_{0.82}\ Na_{0.07}\ K_{0.02})\ (Mg_{0.68}\ Fe^{\cdot\cdot}_{0.13}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.18}\ Ti_{0.04})\ [(Si_{1.77}\ Al_{0.23})O_6].$$

Die Grundmassenaugite unterscheiden sich von den Einsprenglingsaugiten durch einen höheren Gehalt an Al und Alkalien, einen geringeren von Ca, Mg und Fe. Zusammen mit dem beträchtlichen Na_2O-Gehalt könnte man im Grundmassenaugit die Beteiligung einer Jadeitkomponente annehmen, wobei aber überschüssiges Al laut errechneter kristallchemischer Formel an Stelle von Si in die Pyroxenkette eintritt.

Überschlägig käme man unter Vernachlässigung kristallchemischer Kriterien auf folgende Zusammensetzung:

Diopsid	Hedenbergit	Jadeit
55	20	25

Der höhere Al-Gehalt wirkt nach *E. Tröger* (1951) unkontrollierbar auf die Optik ein. Die Schwankungen der Auslöschungsschiefe sind bei den kaum pleochroitischen, oft wasserklaren und hoch lichtbrechenden Augiten der Grundmasse beträchtlich (36—55°).

Olivinknollen

In manchen Nephelinbasalten sowie in anderen Vulkaniten der Rhön finden sich Olivinknollen, die eine Größe bis zu 20 cm erreichen können. Auffällig ist, daß im Gegensatz zu den Basalten hier Orthopyroxen und Chromit festgestellt werden. Die Integration eines Schliffes vom Fliegerdenkmal an der Wasserkuppe ergab folgende modale Zusammensetzung:

Olivin	64·6	Klinopyroxen	18·9
Orthopyroxen	10·2	Chromit	6·3

Die optische Untersuchung des Olivins ergab mit $2\,V_{n\alpha} = 88$ bis 93° einen Fayalitgehalt von 7—14%, der durch FeO-Bestimmungen (5·90% FeO) bestätigt wurde. Die Olivineinsprenglinge vom Nephelinbasalt am Gipfel der Wasserkuppe scheinen eisenreicher zu sein.

Die Orthopyroxene stellen mit $2\,V_{n\gamma} = 80—84^0$ Enstatite bis Broncite dar. Bei den Klinopyroxenen können Diopsid und Chromdiopsid mit einem höheren Achsenwinkel unterschieden werden:

1. Diopsid: $2\,V_{n\gamma} = 58^0$
   $n_\gamma/c = 39^0$
2. Chromdiopsid: $2\,V_{n\gamma} = 72—82^0$
   $n_\gamma/c = 32—31^0$

Die Olivinknollen können als ultramelanokrate Erstdifferentiate eines olivinbasaltischen Ausgangsmagmas gedeutet werden, die während der Kristallisation absaigerten. Durch die später erfolgte Eruption des sich hier zu Nephelinbasalt entwickelnden Magmas wurde der olivinreiche Bodensatz aufgewirbelt und mit gefördert (vgl. *J. Frechen*, 1941, 1948).

b) Nephelinit

Der von *H. Lenk* (1887) beschriebene und analysierte Nephelinit vom Höhlwald bei Frankenheim ob der Rhön (Bl. Hilders, Thüringische Rhön) ist kein geologisch selbständiges Gestein, es handelt sich vielmehr um gröbere aderartige Ausscheidungen von wenigen Zentimeter Breite in dichtem Nephelinbasalt.

Die drei aus der *Bücking*schen Sammlung vorliegenden Dünnschliffe zeigen gut auskristallisierten Nephelin mit über 1 mm Größe, der bis zu 60% des Gesteins ausmachen kann (Abb. 25). Für diesen Nephelinit ist weiterhin ein kräftig violett gefärbter Titanaugit charakteristisch, der Zonarbau aufweist. In der Matrix (Abb. 26) wird eine stärkere Zeolithisierung mit Analcimgehalt und sehr langen Nadeln von Apatit beobachtet. Diese teilweise glasige Mesostasis zeigt feinste mikrographische Verwachsungen, an denen außer den genannten Mineralen auch Plagioklasleisten und feinste Rhönitblättchen beteiligt sind. In diesen unter hydrothermaler Einwirkung entstandenen Ausscheidungen zeigen die Erze besonders ausgeprägte große skelettartige Formen (Abb. 6 und 26). Es scheint, daß es sich dabei um einen mehr oder weniger titanfreien Magnetit handelt, wobei das Titan unter diesen speziellen Bedingungen nicht mehr in dem Maße in den Magnetit eingetreten ist, wie dies bei der Magnetitbildung bei hohen Temperaturen im Basalt charakteristisch ist und bei der Abkühlung zur Ausbildung von Ilmenitlamellen (Abb. 7) führt. Hier tritt das Titan besonders in den Rand der zonar gebauten großen Augite sowie in die wenigen Grundmassenaugite der zweiten Generation ein, wodurch die starke Violettfärbung verursacht wird. — Die Integrationen dieser drei Schliffe streuen in einem bestimmten Bereich, der sich auch mit dem aus der Analyse berechneten

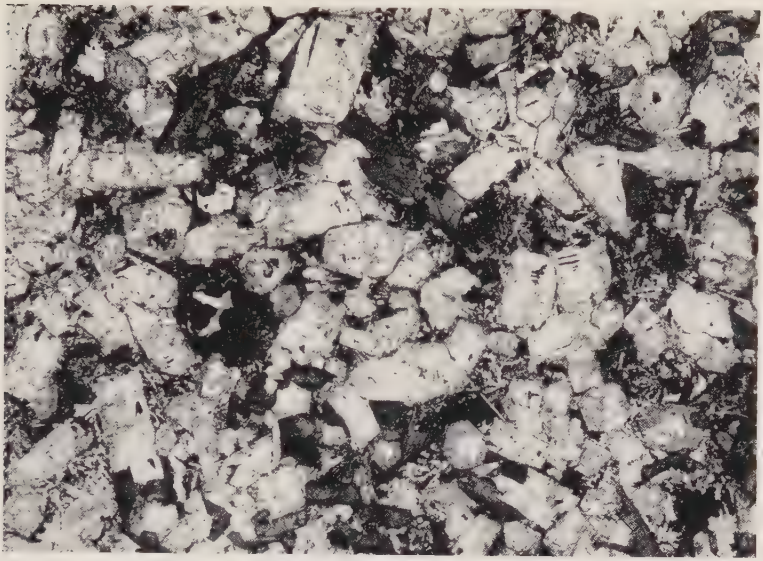


Abb. 25. Nephelinit mit zahlreichen idiomorphen Nephelinen (62%). Höhlwald bei Frankenheim o. d. Rhön. Ohne Nic., Vergrößerung 10 ×.

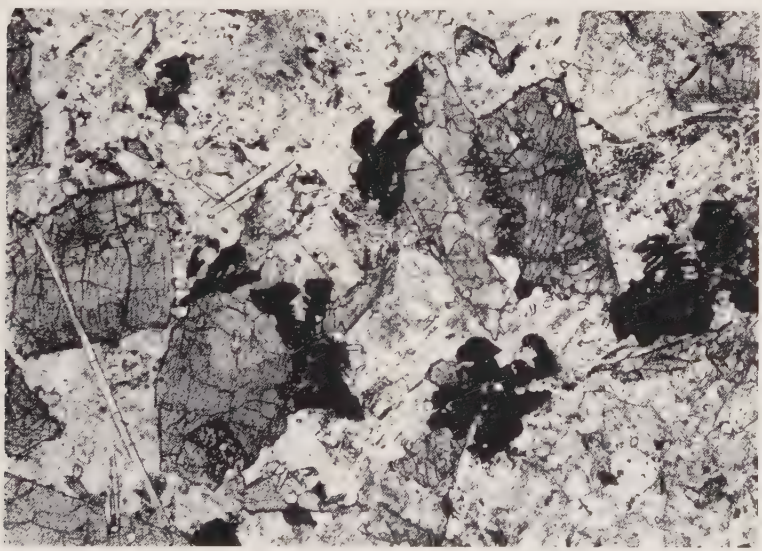


Abb. 26. Nephelinitmatrix mit großen Titanaugit-Einsprenglingen, skelettförmigem Erz und langen Apatitnadeln. Höhlwald bei Frankenheim o. d. Rhön. Ohne Nic., Vergrößerung 22 .

Mineralbestand deckt. Die unterschiedliche Ausbildung in den Nephelinitadern ist besonders auf Schwankungen in der Matrix zurückzuführen.

Schliff Nr.	25,32[1]	25,31	25,33[1]	Mineralbestand aus der Analyse VI, 7 errechnet (in Volumprozent)
Plagioklas	+	+	2·9	3·1
Nephelin	62·2	48·2	21·7	48·3
Zeolithe	+	21·9		18·2
Analcim	+	1·1		
Titanaugit	25·0	14·2	9·7	22·0
Erz	7·5	2·6	6·6	3·9
Apatit	1·3	0·7	1·1	1·0
Matrix[2]	4·0	11·3	48·0	3·5
Summe	100·0	100·0	00·0	100·0

[1] Die Integrationswerte der Schliffe Nr. 25, 32 und Nr. 25, 33, stellte mir freundlicherweise Herr Prof. Dr. *R. Eigenfeld* zur Verfügung.

[2] Bräunliche Glasbasis mit Plagioklasmikrolithen und Partien mikrographisch verschränkter Gemengteile (Nephelin + Zeolithe + Plagioklas + Titanaugit + Rhönit).

Die chemische Analyse des Nephelinites mit ihrem hohen Al- und Na-Gehalt läßt einen großen Anteil salischer Gemengteile im Gegensatz zu den gleich hoch gekieselten Nephelinbasalten errechnen. Der hohe Anorthitgehalt tritt hier zu einem erheblichen Teil in den Nephelin ein, daneben in die Plagioklase und in die Titanaugite, die neben dem il- auch den hohen ol-Gehalt aufnehmen. Bei ausreichendem Si-Gehalt würde der Nephelin zu Albit aufgekieselt werden und gemeinsam mit dem an Plagioklase bilden.

Analyse des *Nephelinites* (Analytiker *H. Lenk*) vom Höhlwald bei Frankenheim (Bl. Hilders, mit ihren C. I. P. W.- und *Larsen*-Werten):

Analyse VI, 7		*C. I. P. W.*		*Larsen*	
SiO_2	39·08	an	24·42	Or	11·3
TiO_2	0·85	kp	5·95	Ab	62·2
Al_2O_3	22·13	ne	31·39	An	26·5
Fe_2O_3	3·40			Fsp	70·4
FeO	5·72	Σ sal	61·76	Fem	29·6
MgO	5·44			Σ — SiO_2	33·4
CaO	12·56	di	14·58		
Na_2O	6·85	ol	14·29	aus ne	29·1
K_2O	1·77	ap	1·18	aus ol	4·3
H_2O	1·28	il	1·61		
P_2O_5	0·59	mt	4·92		
Summe	99·58	Σ fem	36·58		

Die nach *Larsen* errechnete starke Unterkieselung ist in dem Dreieck der Nephelinbasalte auf Abb. 23, S. 395, projiziert. Sie unterscheidet diesen Nephelinit von allen anderen Vulkaniten der Rhön, in denen die Unterkieselung maximal 24% erreicht.

C. Felsisch betonte Differentiationen

Der Nephelinit mit über 60% felsischer Gemengteile stellt bereits, wie aus der Abb. 25, S. 399, ersichtlich, eine helle Differentation (wenn auch nicht als geologisch selbständiger Gesteinskörper) im Nephelinbasalt dar und leitet somit zu den hellen Rhönvulkaniten über.

Hierher gehört der helle aschgraue phonolithoide Tephrit, der sich in seinem Mineralbestand den dunklen (basaltoiden) Tephriten anschließt, aber durch zusätzliche Alkalifeldspäte und seinen hohen Si-Gehalt zu den Phonolithen tendiert. Die Phonolithe stellen die sauersten und alkalireichsten Differentiationen dar.

An einigen Stellen wird der Phonolith noch zum Schlusse von dunklem Buchonit als mafisch betonte Differentiation durchsetzt, der als lamprophyrartiger Nachschub mit seinem Gehalt an Alkalifeldspäten die Verwandtschaft mit den Phonolithen anzeigt und deshalb hier am Ende behandelt werden soll.

8. Phonolithoider Tephrit

Die phonolithoiden Tephrite sind besonders im Gebiete des Blattes Spahl sowie am Kreuzberg-Käuling verbreitet. Sie unterscheiden sich von den beschriebenen basaltoiden Tephriten äußerlich durch ihre helle Farbe bei ebenfalls dichtem Korn, unter dem Mikroskop zeigen sich hier Ägirinaugite. Einsprenglinge (Hornblenden) sind äußerst selten. Mit den Phonolithen haben sie eine plattige Absonderung gemein.

Es können unter dem Mikroskop drei verschiedene Typen unterschieden werden:

a) Gleichmäßig feinkörnig mit kleinen Einsprenglingen von Ägirinaugit und resorbierter Hornblende.

b) Mit auffallenden, zahlreichen, langen Plagioklasleisten.

c) Reich an Mikroeinsprenglingen von Plagioklas, Alkalifeldspat, Nosean, resorbierter Hornblende (Abb. 3).

Als Accessorien werden Erz, Apatit und Nosean in der Grundmasse neben geringen Mengen von Analcim beobachtet.

Verschiedentlich werden Zusammenballungen von größeren, zumeist mafischen Gemengteilen angetroffen, wobei zwei Akkumulationsarten unterschieden werden können:

1. Hornblende + Ägirinaugit + viel Erz.
2. Hornblende + Ägirinaugit + Plagioklas + Apatit ± Erz.

Die Integrationen der Schliffe Nr. IX, 10 a und 239 des phonolithoiden Tephrites vom Steinhauck bei Obernüst zeigen folgende Werte (Mittelwert):

		Integrierbare Grundmasse:		Gesamter integrierbarer	
Plagioklas	3·3	Plagioklas	13·9	Plagioklas	17·2
Alkalifeldspäte	2·8	Nosean	0·8		
Ägirinaugit	1·2	Ägirinaugit	1·9	Ägirinaugit	3·1
Hornblende	0·7	Apatit	0·2		
		Erz	4·9		
Einsprenglinge	8·0	Integrierbare Grundmasse	21·7		
		Matrix	70·3		
		Grundmasse	92·0		

Auch bei den phonolithoiden Tephriten kann die Matrix optisch nicht weiter aufgelöst werden (vgl. Abb. 3), so daß auch hier die Berechnung ihres normativen Mineralbestandes aus der Analyse erfolgen muß. Aus der vorstehend aufgeführten Integration errechnet sich mit Hilfe der dazugehörigen Gesteinsanalyse IX, 10 a:

or	ab	an	ne	Σ sal	di
14·74	22·23	26·52	1·25	64·74	2·84

Diese Umrechnung nach C. I. P. W. zeigt eine nur sehr geringe Unterkieselung und stark zurücktretenden Anteil dunkler Gemengteile. Die Matrix muß als feldspätig angesprochen werden. Die Zusammenfassung dieser Werte mit der Integration ergibt in Gewichtsprozenten:

Plagioklas	63·2		Hornblende	1·5
Alkalifeldspäte	18·1	(nur 2·8% Einsprenglinge)	Ägirinaugit	6·6
Nephelin	1·3		Erz	8·4
Nosean	0·7			
Apatit	0·2		Mafisch	16·5
Felsisch	83·5			

Tab. 15. *Analysen von phonolithoiden Tephriten mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	IX, 7	IX, 10 b	IX, 10 a	IX, 9	IX, 8
Analytiker	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*	*Dürrfeld*
Ort	Hozzelberg Bl. Spahl	Steinhauck Bl. Spahl	Steinhauck Bl. Spahl	Detgesstein Bl. Spahl	Kirschberg Bl. Geisa
SiO_2	52·18	51·65	51·25	50·33	50·24
TiO_2	1·76	1·52	1·55	2·08	1·63
Al_2O_3	19·88	18·42	22·10	22·57	20·25
Fe_2O_3	4·77	7·95	4·51	4·63	8·11
FeO	1·99	1·97	1·39	—	0·74
MgO	1·91	1·80	1·74	3·25	2·74
CaO	6·66	7·92	7·07	9·74	7·94
Na_2O	3·65	3·59	4·32	3·90	4·84
K_2O	3·45	2·58	2·79	1·73	1·70
H_2O	2·75	2·44	2·45	1·97	2·32
Summe	99·00	99·84	99·17	100·20	100·51
C. I. P. W.					
Q	2·65	4·02	—	—	—
or	20·37	15·25	16·47	10·24	10·07
ab	30·88	30·35	34·89	31·04	36·60
an	27·68	26·60	32·68	38·96	28·51
ne	—	-	0·90	1·05	2·36
Σ sal	81·58	76·22	84·94	81·29	77·54
di	7·00	9·79	1·86	7·27	6·28
ol	—	—	2·43	3·31	2·75
tn	—	—	—	—	1·97
ru	—	—	—	2·08	—
il	3·34	2·88	2·94	—	1·57
mt	1·32	1·95	—	—	—
hm	3·86	6·62	4·52	4·63	8·06
Σ fem	15·52	21·24	11·75	17·29	20·63
Larsen					
Or	25·8	21·1	19·2	12·5	12·7
Ab	39·1	42·0	42·7	40·0	35·8
An	35·1	36·9	38·1	47·5	51·5
Q	2·8	4·1	—	—	—
Fsp	81·3	73·2	86·9	81·5	80·9
Fem	15·9	21·7	13·1	18·5	19·1
Σ — SiO_2	—	—	1·9	2·3	3·3
aus ne	—	—	0·8	0·9	2·2
aus ol	—	—	1·1	1·4	1·1

Die auffallend kleine Farbzahl spiegelt sich auch in den C. I. P. W.-Umrechnungen der chemischen Analysen wider, wo die Summen der femischen Gemengteile zwischen 12 und 20% liegen. Die Unterkieselung ist hier sehr minimal. Dies geht auch aus der Dreiecksdarstellung nach *Larsen* hervor.

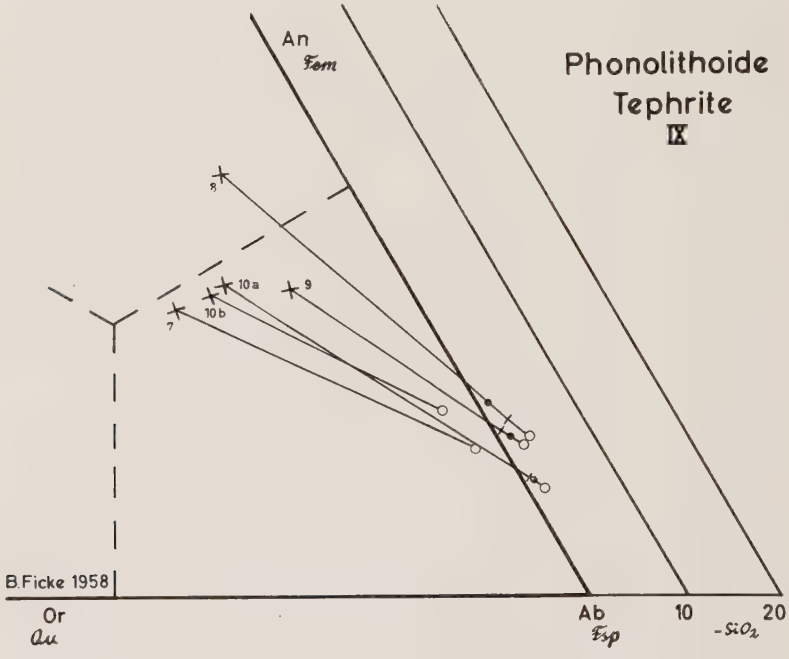


Abb. 27.

9. Phonolith

Eigenartigerweise sind die Phonolithe fast ausschließlich auf die nordwestliche Rhön (westlich der Hohen Rhön) beschränkt, wo die Basalte zurücktreten. Sie treten als Kuppen, Quellkuppen (Milseburg), Gangfüllungen (markant herauspräpariert als „Steinwand") und andere Durchbrüche (z. B. am Pferdskopf) auf, die auf den geologischen Karten von *H. Bücking* größere Flächen vortäuschen, deren Ausbreitung zum Teil aber nur durch sporadische Lesesteine belegt ist.

Die Phonolithe der Rhön sind mehr oder weniger ungesättigte Ergußgesteine mit der Mineralkombination Alkalifeldspäte ± Foide + Ägirinaugit ± Hornblende. Die Feldspäte erreichen als Einsprenglinge bis 15 mm Größe, die Ägirinaugite und Hornblenden etwa 2 mm.

Sowohl texturell als auch im Mineralbestand und Chemismus können drei Typen herausgestellt werden:

a) Nephelin- und noseanführende Phonolithe,
b) trachytoide Phonolithe,
c) phonolitoide Trachyte.

a) Nephelinführende Phonolithe

werden besonders an der Milseburg beobachtet, wo sie bis über 0·5 mm große Nepheline neben einem geringen Analcimgehalt führen. Sonst wird Nephelin nur selten in den Phonolithen der Rhön erkannt. Noseane sind in diesem Typ häufiger als in den beiden anderen.

Die Vermessung des Mineralbestandes muß hier — wie bei allen Phonolithen — unvollständig bleiben, weil die schlecht kristallisierte Matrix unter dem Mikroskop nicht aufzulösen ist. Aus der Analyse XV, 1, und der dazugehörigen Vermessung des Schliffes Nr. *41*, 3, konnte der Chemismus der Matrix errechnet werden. Diese Angabe in Normmineralen zeigt gemeinsam mit dem vermessenen Nephelin eine verhältnismäßig geringe Unterkieselung:

		Berechnung der Grundmasse (Normminerale in Gewichtsprozent)	
Alkalifeldspäte	2·6		
Nephelin	2·0		
Ägirinaugit	5·2		
Erz	4·3	or	43·1
Apatit	0·1	ab	33·9
Grundmasse	85·8	ne	5·4
		di	2·1
	100·0		
Farbzahl	9·5		

Der *noseanführende Phonolith* vom Linzberg (Bl. Spahl) zeigt in seiner Analyse XVI, 11, etwa 9% Nephelin, der jedoch okkult in der Grundmasse steckt und unter dem Mikroskop nicht beobachtet werden kann. Nur ein kleiner Teil geht in die zahlreichen Noseankörner ein, die nur wenige Prozent des Gesteins ausmachen. Die Analyse zeigt 0·27% SO_3 und 0·35% Cl, so daß es sich hier um Übergänge zwischen Nosean und Hauyn handelt. Ein ähnliches Gestein vom Kreuzberg wurde von *H. Lenk* (1887) als Noseantrachyt beschrieben, den *A. Johannsen* (1951) als besonderen Typ herausstellt.

b) Trachytoide Phonolithe

In dieser Gruppe findet sich ein großer Teil der Phonolithe aus der Rhön. Sie ist gekennzeichnet durch das Auftreten von gut erkennbaren Alkalifeldspäten, die im ersten Typ sehr stark zurück-

treten und hier sowohl in der nicht weiter integrierten Grundmasse als auch in wechselnden Mengen als Einsprenglinge auftreten. Auch die Ägirinaugite treten hier in zwei Generationen auf, die Einsprenglinge jedoch mehr oder weniger vereinzelt. Insbesondere die Ägirinaugite vom Kalvarienberg bei Poppenhausen zeigen einen Zonarbau, der durch seine nach außen abnehmende Auslöschungsschiefe auf

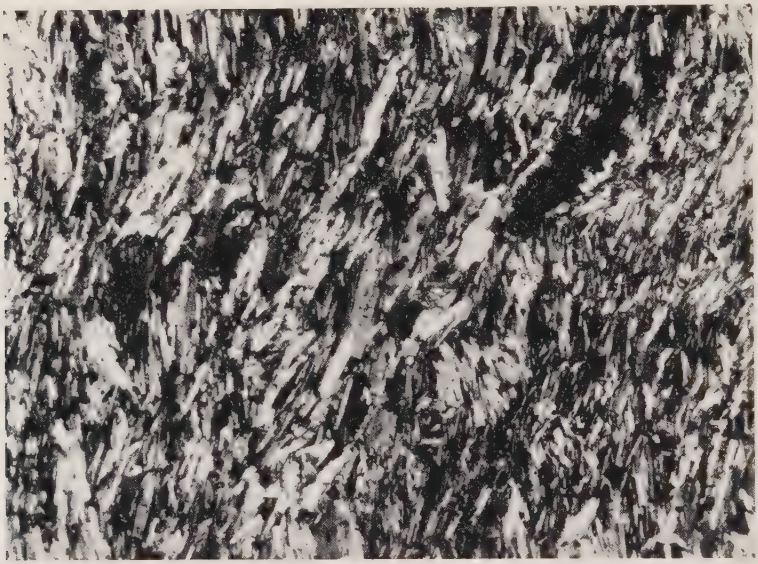


Abb. 28. Phonolit mit trachytischer Textur; parallele Anordnung der Grundmassensanidine mit Karlsbader Zwillingen. Wasserkuppe. +Nic., Vergrößerung 17 ×.

eine Ummantelung von Ägirin hinweist. Die kleinen Individuen der zweiten Generation sind überall in der Grundmasse vertreten, teils als idiomorphe Kristalle, teils mit spießig bis schilfig ausgefranstem Habitus. Daneben finden sich überall Erzkörner. Als Accessorien seien teils resorbierte Hornblende-Einsprenglinge sowie kleine Noseane, stellenweise Apatit, selten Titanit erwähnt. Vereinzelt finden sich auch Zeolithe und Calcit.

Die Alkalifeldspäte (vgl. S. 353 ff. und Abb. 8) konnten, soweit sie als Einsprenglinge vorlagen, näher gekennzeichnet werden. Es fiel besonders auf, daß Sanidin zwar häufig in der Grundmasse, jedoch selten als Einsprengling nachgewiesen werden konnte. Als Einsprenglinge überwiegen Anorthoklas, Mikroklin und auch Orthoklas.

Die einsprenglingsarmen Vorkommen, die im Gebiet der Wasserkuppe überwiegen, zeigen oft eine besonders ausgeprägte Fluidal-

textur ihrer Grundmassenfeldspäte; undulöses Auslöschen ist häufig, Verzwillingungen nach dem Karlsbader Gesetz sind selten (vgl. Abb. 28).

Bei der intratellurischen Kristallisation der Alkalifeldspateinsprenglinge war das felsisch betonte Teilmagma noch ausreichend mit Si gesättigt, während eine Änderung im Magmenchemismus durch magmatische Korrosion der Einsprenglinge (besonders bei den unterkieselten Nephelinphonolithen) angezeigt wird.

Der *quantitative Mineralbestand* der Phonolithe mit großen Einsprenglingen von Alkalifeldspäten aus dem Gebiet der Wasserkuppe wird durch folgende Vermessungen veranschaulicht, wobei zwischen den verschiedenen Alkalifeldspäten nicht unterschieden wurde:

Vorkommen	*Wasserkuppe*			Pferdskopf
Schliff Nr.	241	271	82	27, 42
Alkalifeldspäte	22·5	13·6	7·5	8·3
Ägirinaugit	0·6	0·6	0·4	—
Resorbierte Hornblende	0·1	1·6	—	1·2
Erz	0·5	0·3	—	—
Einsprenglinge	23·7	16·1	7·9	9·5
Ägirinaugit	10·0	13·4	11·4	4·6
Erz	3·0	3·2	2·7	4·2
Apatit	+	+	—	+
Nosean	+	+	—	—
Integrierte Grundmasse	13·0	16·6	14·1	8·8
Restliche Grundmasse	63·3	67·3	78·0	81·7
Farbzahl	14·2	19·1	14·5	10·0

Nr. 241, 271 Wasserkuppe, Straße über der Fuldaquelle, 885 m Höhe.

Nr. 82 Wasserkuppe, westlich Königstein.

Nr. 27, 42 Pferdskopf, Abhang nach dem Tränkhof.

Die Phonolithe vom Kalvarienberg bei Poppenhausen unterscheiden sich von denen der Wasserkuppe durch eine etwas gröbere Ausbildung der Grundmassen-Feldspäte. Hier finden sich besonders breit-prismatische Formen sowie splitterige Bruchstücke von Ägirinaugit bzw. Ägirin (0·05—0·2 mm), die oft besonders intensiv grün gefärbt sind, ferner zahlreiche Titanitkristalle (bis 0·2 mm Größe). Zeolithe wurden gelegentlich beobachtet. Die quantitativen Vermessungen ergaben:

Schliff Nr.	27, 46	27, 47	27, 48	27, 52	Mittel
Alkalifeldspäte (E)	15·1	5·6	11·6	7·6	8·8
Ägirinaugit	11·1	9·3	9·3	6·9	9·3
Apatit	0·7	1·1	0·8	0·6	0·9
Erz	0·9	0·7	1·4	1·6	1·0
Grundmasse	72·2	83·3	76·9	83·3	80·0
Summe	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
Farbzahl	12·7	11·1	11·5	9·1	11·2

Die vorstehend aufgeführten Phonolithe sind mehr oder minder reich an Einsprenglingen. Aus dem Gebiet der Wasserkuppe liegen auch Gesteine vor, die nahezu frei von Einsprenglingen sind, jedoch eine ausgeprägte trachytische Textur aufweisen. Hier ist die Grund-

Phonolithe mit trachytischer Textur

Ort	*Wasserkuppe*								
Schliff Nr.	260	273	261	180	257	272	268	269	258
Alkalifeldspäte	—	0·2	—	0·4	—	—	—	—	—
Ägirinaugit	—	0·1	0·3	—	0·3	—	—	—	—
Resorbierte Hornblende	0·5	0·2	0·2	—	—	+	+	—	—
Erz	0·1	—	0·1	—	+	+	0·4	—	—
Einsprenglinge	0·6	0·5	0·6	0·4	0·3	+	0·4	—	—
Ägirinaugit	16·1	15·3	17·3	19·8	18·8	27·0	24·8	12·1	23·3
Erz	1·4	2·4	2·3	2·3	2·4	2·6	7·8	2·6	3·6
Apatit	+	—	+	+	+	+	+	—	—
Nosean	+	+	+	—	—	—	—	—	—
Integrierte Grundmasse	17·5	17·7	19·6	22·1	21·2	29·6	32·6	14·7	26·9
Restliche Grundmasse	81·9	81·8	79·8	77·5	78·5	70·4	67·0	85·3	73·1
Farbzahl	18·1	17·9	20·2	22·1	21·5	29·6	33·0	14·7	26·9

Nr. 260 Wasserkuppe, südlich der Großen Kutte.
Nr. 273 Wasserkuppe, Stockwiesen, bei Höhenangabe „760".
Nr. 261 Wasserkuppe, am Weg zum Lerchenküppel.
Nr. 180 Wasserkuppe, am Weg zum Tränkhof, 750 m Höhe.
Nr. 257 Wasserkuppe, 300 m südlich des Fliegerdenkmals.
Nr. 272 Wasserkuppe, 500 m südlich des Fliegerdenkmals.
Nr. 268 Wasserkuppe, nordwestlich der Fuldaquelle, 50 m östlich Wbh des Meßtischblattes.
Nr. 269 Wasserkuppe, Straße über der Fuldaquelle, 885 m Höhe.
Nr. 258 Wasserkuppe, 70 m südlich der Fuldaquelle.

masse oft wesentlich besser kristallisiert und zeigt zahlreiche Leisten von Alkalifeldspat, die subparallel angeordnet sind und die wenigen Einsprenglinge umfließen (Abb. 28). Auch die dunklen Gemengteile der Grundmasse sind meist besser kristallisiert, so daß sich aus der Integration eine höhere Farbzahl errechnet. Nur an einem Gestein aus Abtsroda wurde übereinstimmend bei den drei vorliegenden Schliffen eine starke Zeolithisierung beobachtet.

Auf Grund der vorliegenden Phonolithanalysen XV, 2, vom Pferdskopf, XVII, 25, von der Wasserkuppe, und XVI, 6, vom Kalvarienberg, konnte die Zusammensetzung der Grundmasse im Vergleich mit den Schliffen 156, 260 und — gemittelt — 27, 46—52 ermittelt werden; die Unterkieselung ist hier gering, die Projektion der errechneten Feldspäte liegt im Gebiet der nur bei hohen Temperaturen stabilen Alkalifeldspäte in der Nähe der Mischungslücke:

Phonolithe mit trachytischer Textur

Ort	*Pferdskopf*			*Eube*			Abtsroda
Schliff Nr.	263	156 a	156 e	264	27, 34	27, 35	29
Alkalifeldspäte	—	—	—	0·5	—	—	—
Ägirinaugit	—	—	—	0·3	—	0·3	—
Resorbierte Hornblende	—	0·2	—	—	—	—	—
Erz	0·2	—	—	—	—	—	—
Einsprenglinge	0·2	0·2	—	0·8	—	0·3	—
Ägirinaugit	28·7	15·9	17·4	15·0	18·0	21·4	8·0
Erz	2·6	1·2	2·9	2·0	6·0	2·3	4·2
Apatit	—	+	—	+	+	+	—
Nosean	+	+	+	+	—	—	—
Zeolithe	—	—	—	—	—	—	15·0
Integrierte Grundmasse	31·3	17·1	20·3	17·0	24·0	23·7	27·2
Restliche Grundmasse	68·5	82·7	79·7	82·2	76·0	76·0	72·8
Farbzahl	31·5	17·3	20·3	17·3	24·0	24·0	12·2

Nr. 263 Pferdskopf, Gipfel.
Nr. 156 a Pferdskopf, westlicher kleiner Gipfel.
Nr. 156 e Pferdskopf, 40 m östlich des westlichen Gipfels.
Nr. 264 Eube, 400 m nördlich Fazienhof, 725 m Höhe.
Nr. 27, 34 Eube, Südabhang, Geröll im mu_1 (nach *H. Bücking*)
Nr. 27, 35 Eube, Südabhang, aus Schlotbreccie westlich vom Basaltdurchbruch (nach *H. Bücking*).
Nr. 29 Abtsroda, im Ort.

	or	ab	an	ne	di	
Wasserkuppe	37·6	24·9	9·0	4·2	—	$Or_{53}Ab_{35}An_{12}$
Pferdskopf	28·6	31·8	11·0	4·1	1·3	$Or_{40}Ab_{45}An_{15}$
Kalvarienberg	20·7	29·1	15·9	6·7	—	$Or_{37}Ab_{44}An_{24}$

Hieraus geht hervor, daß 4—7% Nephelin okkult in der Grundmasse enthalten sind, wodurch die Untersättigung dieses Alkaligesteins angezeigt wird. Zum anderen wird durch den hohen Anorthitgehalt, besonders am Kalvarienberg, dokumentiert, daß die Alkalifeldspäte der Grundmasse im ternären Feldspatdreieck in das Gebiet fallen, in dem die Feldspäte nur bei hohen Temperaturen stabil sind.

c) Der phonolithoide Trachyt

vom Alschberg bei Friesenhausen unterscheidet sich von den bisherigen Phonolithen durch seinen großen Reichtum an Alkalifeldspäten, die in jedem Handstück auffallen, und seine teilweise beachtliche Hornblende- und Apatitführung. Diese Minerale treten gemeinsam mit dem Ägirinaugit in Kumulationen auf, in denen die Mafiten Korrosions- und Wachstumserscheinungen zeigen, während die Feldspäte der Grundmasse in den Kumulationen zu einer Zeolithisierung neigen; in diesen grobkörnigen Aggregationen finden sich besonders große Erzkörner. Das Gestein zeigt mit seinem hohen Gehalt an Alkalifeldspat-Einsprenglingen porphyrische Struktur. Die nähere Untersuchung der Feldspäte zeigte Anorthoklas, Mikrolin (Mikroklin-Mikroperthite), Sanidin bis 6 mm Größe und vereinzelt saure Plagiklase (An_{30}); Entmischungserscheinungen werden häufiger, Zonarbau selten beobachtet. Die Grundmasse besteht aus feldspätiger, glasiger und zeolithischer Basis.

Der *Chemismus der Phonolithe* wird durch die aufgeführten zehn Analysen (Tab. 16) gekennzeichnet. Der geringe errechnete Nephelingehalt der meisten Analysen kann durch die Schliffbeobachtung nicht belegt werden, er findet sich in der Grundmasse wieder. Die durch Olivin errechnete Unterkieselung wird den Hornblenden zugeordnet. Die beiden Analysen von Schackau entsprechen Phonolithen mit geringem (21) und reichem (20) Hornblendegehalt. Der hohe Alkaligehalt, der die Phonolithanalysen von denen der phonolithoiden Tephrite unterscheidet, überschreitet teilweise den Aluminiumgehalt (in Atomprozenten), so daß sich normativer Akmit (ac) und Al-freies Natriumsilikat (ns) errechnen. Somit sind die Phonolithe die einzigen Gesteine, die in der Rhön im Sinne von *Shand* (1953) an Aluminium untersättigt sind.

Mineralische Zusammensetzung des phonolithoiden Trachytes vom Alschberg bei Friesenhausen:

	grobkörnige Aggregation	porphyrische Struktur	
Schliff Nr.	*41,6*	*41,5*	*8,6*
Alkalifeldspäte	63·8	18·1	25·7
Anorthoklas	51·3	+	+
Mikroklin	12·5	+	+
Ägirinaugit (E)	6·9	1·1	0·8
Ägirinaugit (Grm.)	+	12·9	12·3
Hornblende	5·2	—	—
Nosean	—	—	0·4
Analcim	0·3	—	—
Natrolith	5·7	+	+
Titanit	0·1	+	—
Apatit	1·6	+	+
Erz	4·2	6·7	3·6
Grundmasse bzw. Basis	12·2	61·2	57·2
Farbzahl	18·0	20·7	16·6

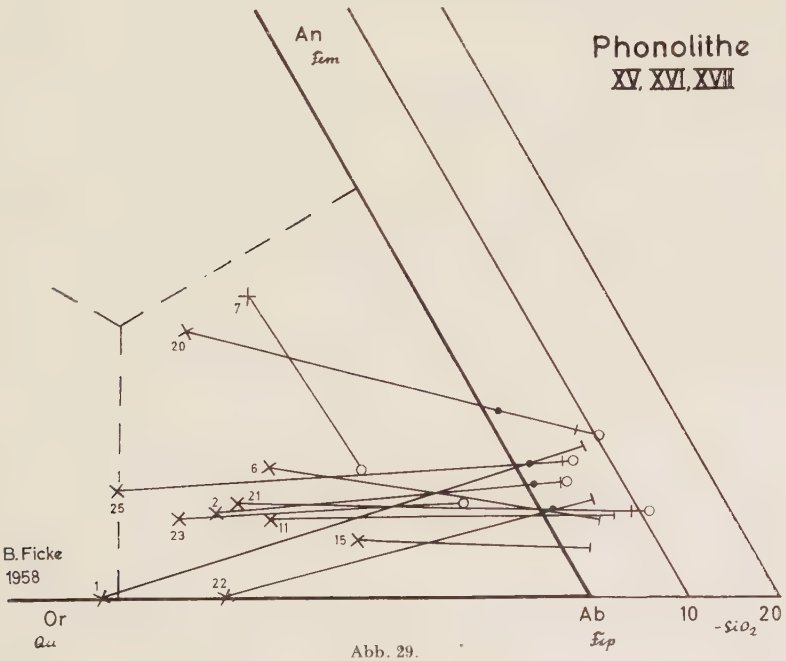


Abb. 29.

Tab. 16. *Analysen von Phonolithen mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	XVII, 23	XV, 1	XVII, 22	XVI, 11	XV, 2	XVI, 6	XVII, 25	XVI, 7	XVII, 21	XVII, 20
Analytiker	*Rieser*	*Rammelsberg*	*Lauer*	*Möller*	*Rammelsberg*	*Dürrfeld*	*Holler*	*Dreher*	*Gachot*	*Gachot*
Ort	Kesselkopf	Milseburg	Kesselkopf	Linzberg	Pferdskopf	Kalvarienberg	Wasserkuppe	Dalherdakuppe	Schackau	Schackau
SiO_2	60·34	59·64	58·70	57·69	57·54	55·32	55·30	54·98	54·65	50·08
TiO_2	—	—	0·80	0·66	0·13	0·75	0·29	0·76	1·09	1·24
Al_2O_3	16·22	16·40	16·25	20·44	18·06	20·25	18·90	18·26	22·75	21·68
Fe_2O_3	5·41	5·43	2·60	2·32	4·70	4·05	5·78	6·88	3·40	3·88
FeO	1·62	—	—	1·47	—	—	2·78	2·42	2·18	4·00
MnO	0·47	0·12	0·30	Spur	0·06	—	—	—	—	—
MgO	0·18	Spur	0·94	0·70	1·20	0·98	2·61	1·96	2·19	2·85
CaO	3·09	1·59	1·75	3·18	4·75	4·21	3·52	5·82	2·04	7·78
Na_2O	4·76	7·24	7·61	7·51	5·65	6·32	4·54	3·84	6·61	4·21
K_2O	5·15	7·68	6·16	4·74	5·13	4·10	6·56	2·19	5·25	3·96
H_2O+	2·33	2·26	1·52	1·70	3·19	3·34	0·51	1·99	0·76	0·55
H_2O-	0·35		3·85							
P_2O_5	—	—	0·05	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	0·42	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	0·35	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	0·14	—	0·27	Spur	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	0·19	—	—	—	—	—
Summe	99·92	100·50	100·53	101·45	100·60	99·32	100·79	99·10	100·92	100·23
Dichte	—	—	—	2·624	—	—	2·707	—	2·58	2·61
C. I. P. W.										
Q	7·72	—	—	—	—	—	—	10·13	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	2·24	—
or	30·45	45·35	36·40	28·00	30·33	24·10	38·73	12·96	31·14	23·35
ab	40·27	22·86	36·07	42·31	39·95	39·95	27·26	32·40	34·06	18·86

an	7·68	—	—	10·15	8·79	14·79	11·84	26·15	10·84	28·36
ne	—	10·17	7·12	9·09	4·23	7·33	6·02	—	11·64	9·09
ns	—	—	1·94	—	—	—	—	—	—	—
Σ sal	86·12	78·38	81·53	89·55	83·30	86·17	83·85	81·64	89·92	79·66
di	3·64	2·88	4·86	4·10	9·30	4·74	4·51	5·98	—	8·21
cs	—	—	—	—	4·86	—	—	—	—	—
ol	—	—	—	—	1·44	0·17	3·10	—	3·57	3·78
ac	—	16·45	5·94	—	—	—	—	—	—	—
ru	—	—	—	—	—	0·75	—	—	—	—
pf	—	—	1·13	—	—	—	—	—	—	—
il	—	—	0·64	1·26	0·24	—	0·24	1·44	2·13	2·43
mt	6·75	—	—	2·83	—	—	8·13	5·60	3·71	5·57
hm	0·75	—	—	0·37	4·63	4·05	0·16	3·01	0·80	—
Σ fem	11·14	19·33	12·57	8·56	20·47	9·71	16·14	16·03	10·21	19·99
ap	—	—	0·13	—	—	—	—	—	—	—
cc	—	—	—	0·97	—	—	—	—	—	—
th	—	0·27	—	0·48	+	—	—	—	—	—
hl	—	—	—	0·58	—	—	—	—	—	—
Larsen										
Or	38·8	52·0	38·9	28·8	34·8	26·1	43·5	18·1	31·9	26·8
Ab	51·4	48·0	61·1	60·7	55·0	57·9	43·2	45·3	57·0	40·7
An	9·8	—	—	10·5	10·2	16·0	13·3	36·6	11·1	32·5
Q	7·9	—	—	—	—	—	—	10·3	—	—
Fsp	80·7	81·6	88·2	90·2	86·0	90·5	83·6	73·3	89·4	80·3
Fem	11·4	18·4	11·8	9·8	14·0	9·5	16·4	16·4	10·6	19·7
Σ — SiO_2	—	8·6	6·0	7·6	4·3	6·3	6·4	—	11·3	10·1
aus ne	—	8·6	6·0	7·6	3·6	6·2	5·1	—	9·9	8·6
aus ol	—	—	—	—	0·7	0·1	1·3	—	1·4	1·5

Die Dreiecksdarstellung nach *Larsen* (Abb. 29) zeigt im Gegensatz zu den basischen Vulkaniten den hohen Anteil felsischer Gemengteile, die beim allgemeinen Überwiegen der Na-Komponenten doch einen hohen Kaligehalt anzeigen. Die Berechnung des Feldspatverhältnisses zeigt auch hier (bis auf zwei Ausnahmen), daß die Projektion im Feldspatdreieck in das Feld der nur bei hohen Temperaturen stabilen Alkalifeldspäte in die Nähe der Mischungslücke fällt.

10. Buchonit

Obwohl der Buchonit ein basisches Gestein ist, wird er unter den felsisch betonten Differentiationen aufgeführt, weil er sich örtlich und zeitlich dem Phonolith anschließt und mit ihm die Alkalifeldspäte gemeinsam hat. Er wurde von *F. Sandberger* (1872) erstmals als besonderer Gesteinstypus herausgestellt und von *O. H. Erdmannsdörffer* (1933) als bisher einziges Gestein der Rhön optisch in seinem qualitativen und quantitativen Mineralbestand (neben der chemischen Analyse) gekennzeichnet.

Der Buchonit, den *H. Rosenbusch* (1908) zu den Nephelintephriten stellt, zeichnet sich durch seine reiche Hornblendeführung und seinen Biotitgehalt aus. Unter den felsischen Gemengteilen führte er — gleich den Tephriten — Plagioklas und Foide sowie einen wechselnden Gehalt an Alkalifeldspäten.

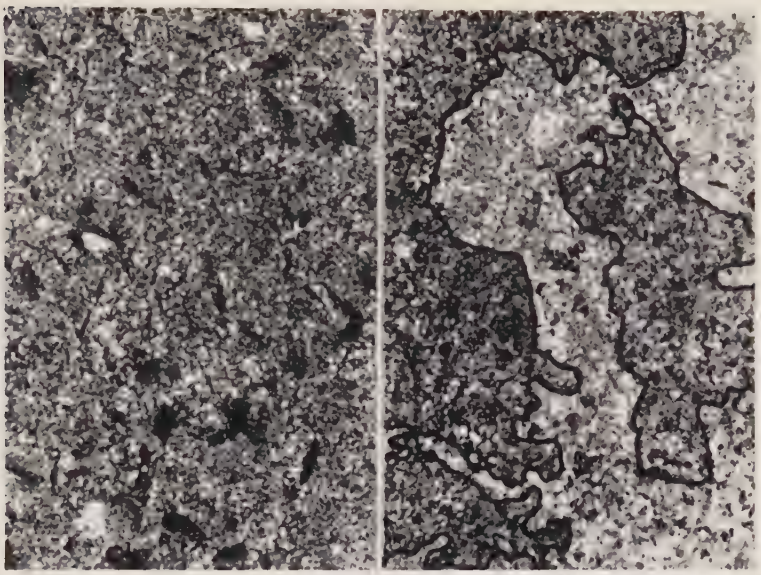
Das Originalgestein vom Kalvarienberg („Stein") bei Poppenhausen an der Wasserkuppe ist zugleich das wichtigste Vorkommen in der Rhön. Der Buchonit setzt in einem größeren Phonolithvorkommen auf und liegt nach *O. H. Erdmannsdörffer* „in Gestalt mehrerer schollenartiger Partien inmitten des Phonolithkörpers und an seinem Rande ... Es finden sich in der Nähe des Marienbildes deutliche Einschlüsse von Buchonit im Phonolith, der auch Adern in ihn entsendet. Beide Gesteine sind eng miteinander verschweißt; der Kontakt ist teils scharf begrenzt, teils findet ein allmählicher Übergang statt."

Es lassen sich zwei Buchonitvarietäten unterscheiden:

a) Der Haupttyp mit aufblitzenden Blättchen von Biotit (Abb. 30 a und 31 a).

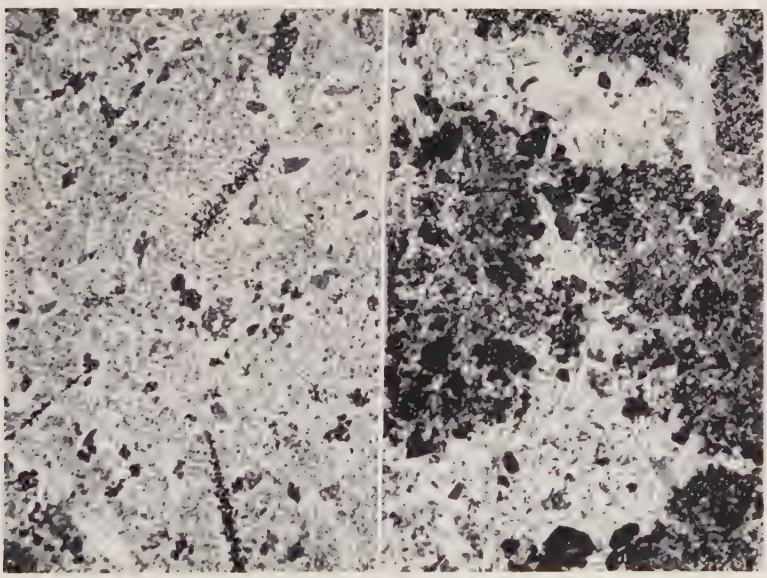
b) Eine Verschlierung von dunklem Buchonit mit helleren Phonolithanteilen (Abb. 30 b, 31 b).

Allgemein ist der Buchonit ein ziemlich dunkles, blaugraues Gestein, das sich durch 1—10 mm große Biotitaggregationen auszeichnet. Diese dünnen blättchenartigen Aggregationen von feinen eingeregelten Biotitschüppchen geben dem Buchonit durch ihre tombakfarbenen, glänzenden, makroskopisch erkennbaren „Spalt-



a b

Abb. 30. Buchonite im Handstück. Kalvarienberg bei Poppenhausen. Vergrößerung 2 ×.
Typ a: Eigentlicher Buchonit mit hell aufblitzenden und dunklen Biotitblättchen. Typ b: Schlierenhafte Vermischung von Buchonit mit hellem phonolithischem Material.



a b

Abb. 31. Buchonite im Dünnschliff. Kalvarienberg bei Poppenhausen.
Typ a: Eigentlicher Buchonit mit linear angeordneten Biotitaggregaten. Ohne Nic., Vergrößerung 7 ×. Typ b: Verschlierungen mit hellem phonolithischem Material. Ohne Nic., Vergrößerung 11 ×.

flächen" sein charakteristisches Aussehen, das ihn von allen anderen Rhönvulkaniten unterscheidet. Auch die zahlreichen braunen basaltischen Hornblenden sind bereits im Handstück zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigen sie keine Einregelung, jedoch Korrosionserscheinungen.

Aus der Gruppe der Pyroxene finden wir in reinem Buchonit (Typ a) basaltische Augite in der Grundmasse, selten als Einsprenglinge; in dem Mischtyp b dagegen werden auch lichtgrüne Ägirinaugite erkannt. Verwachsungen der Augite mit Hornblenden werden angetroffen. Die Hornblenden und die Biotitaggregate werden von hellen Gemengteilen umsäumt, in denen Alkalifeldspäte ± Foide enthalten sind. Die Grundmasse führt Plagioklase mit einem Anorthitgehalt von 40—65%, Analcim tritt hier als Zwickelfüllung auf. Als Accessorien werden Magnetit, Titanit und lange Apatitnadeln festgestellt. Im Typ b überwiegen die hellen Gemengteile, in denen häufiger Alkalifeldspäte und vereinzelt Nephelin festgestellt werden. In den hellen Adern, die der Phonolith in den Buchonit entsendet, konnte auch Calcit beobachtet werden.

Der quantitative modale Mineralbestand der Buchonite vom Kalvarienberg bei Poppenhausen geht aus der folgenden Tabelle hervor:

Typ	a_1 mit bis 3 mm großem Biotit und Hornblende			a_2 bis 1 cm große Biotitaggregate		*b.* Vermischung mit phonolithischem Material		*Erdmannsdörfer*
Schliff Nr.	*19*,24	*19*,5	*19*,17	*19*,11	*19*,16	*19*,10	*19*,10α	
Hornblende	32·4	19·2	21·9	38·5	25·2	10·9	15·7	19·5
Biotit		5·2	3·6					3·2
Augit	16·8	68·7 [2]	66·6 [2]	52·7 [2]	24·9	6·5	10·1	25·2
Feldspat	41·2				44·9	64·5	60·5	29·4
Foide [1]	4·9				2·1	12·8	7·5	14·3
Natrolith	—	—	—	—	—	+	+	—
Magnetit	4·7	6·9	7·9	8·8	2·9	4·1	6·1	6·4
Apatit	+	+	+	+	+	+	0·1	2·0 [3]
Calcit	—	+	+	+	+	1·2	+	+
Titanit	+	+	—	+	+	+	+	—
Farbzahl	53·9	—	—	—	53·0	21·5	31·9	54·3

[1] Foide: überwiegend Analcim neben wenig Nephelin.
[2] Augite in der Grundmasse enthalten.
[3] Aus der Analyse berechnet.

Der *Chemismus der Buchonite* vom Kalvarienberg bei Poppenhausen geht aus den vorliegenden Analysen (Tab. 17) XVII, 19 (bei *Bücking*, 1916), und XVII, 24, von *Nieland* (bei *O. H. Erdmannsdörffer*, 1933) hervor.

Tab. 17. *Analysen von Buchoniten vom Kalvarienberg („Stein") bei Poppenhausen mit ihren C. I. P. W.- und Larsen-Werten*

Nr.	XVII, 24	XVII, 19
Analytiker	*Nieland*	*Bücking*
SiO_2	45·37	44·44
TiO_2	2·44	1·52
Al_2O_3	16·07	17·69
Fe_2O_3	5·72	7·33
FeO	5·40	4·42
MnO	0·22	—
MgO	5·06	4·73
CaO	8·06	9·49
Na_2O	5·07	4·43
K_2O	2·74	2·12
H_2O	2·57	3·05
P_2O_5	0·90	0·53
CO_2	0·19	—
Summe	99·81	99·75
Dichte	2·845	2·84
C. I. P. W.		
or	16·20	12·52
ab	19·14	15·05
an	13·00	22·11
ne	12·75	12·16
Σ sal	61·09	61·84

Nr.	XVII, 24	XVII, 19
Analytiker	*Nieland*	*Bücking*
di	15·54	19·42
ol	4·92	1·42
ap	2·12	1·24
il	4·63	2·88
mt	8·29	10·07
hm	—	0·35
Σ fem	35·50	35·38
cc	0·45	—
Larsen		
Or	22·6	17·4
Ab	59·3	52·0
An	18·1	30·6
Fsp	65·7	66·9
Fem	34·3	33·1
Σ — SiO_2	12·8	10·8
aus ne	10·8	10·3
aus ol	2·0	0·5

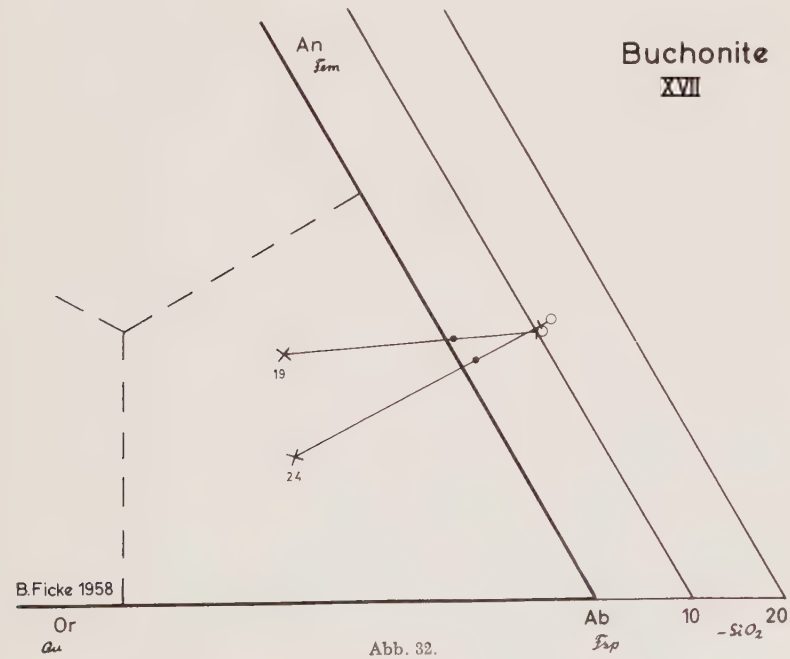


Abb. 32.

Nach *Larsen* (Abb. 32) beträgt die gesamte Unterkieselung 11 bis 12%. Das Feldspatverhältnis mit überwiegendem Albitanteil geht aus der Dreiecksprojektion hervor. Diese Gesteine liegen somit zwischen den Phonolithen und den basischen Vulkaniten der Haupteruptionen im Feld der Tephrite, von denen sie sich unter anderem auf Grund ihres Hornblende- und Biotitgehaltes sowie der stärkeren Unterkieselung unterscheiden.

Von den weiteren Vorkommen buchonitähnlicher Gesteine (*H. Bücking:* Kesselkopf bei Unterrupsroth; *B. Ficke:* Eichenwinden) sei die Vermessung des Vorkommens im Steinbruch Eichenwinden genannt. Die zirka 5 m breiten Gänge im Phonolith zeigen eine größere Ähnlichkeit mit diesem. Es fehlen jedoch die im Handstück vom Kalvarienberg so charakteristischen braunen Biotitaggregationen, die Dünnschliffvermessung zeigt auch hier über 13% Hornblende und Biotit. Das Gestein ist zäher und als Straßenbaumaterial besonders geeignet. Trotz des nachgewiesenen Analcimgehaltes von 0·4% konnte eine Anfälligkeit dieses Gesteins für „Sonnenbrand" nicht beobachtet werden. Die Integration des Schliffes Nr. 128 zeigt folgende Werte:

Hornblende + Biotit	5·0	Biotit + Hornblende	8·2	Gesamt-Hornblende + Biotit	13·2
Augit	0·9	Augit	6·0	Gesamtaugit	6·9
Alkalifeldspäte	8·1	Grm.-Feldspat	62·6	Gesamtfeldspat	70·7
Einsprenglinge	14·0	Analcim	0·4		
		Zeolithe	1·2		
		Apatit	1·5		
		Erz	6·1		
		Grundmasse	86·0	Farbzahl	26·2

Zu der gemeinsamen Förderung von Buchonit und Phonolith am Kalvarienberg treten nach *H. Bücking* noch Nephelinbasalte bzw. Limburgite, die den Phonolith gangförmig durchbrochen haben. Der Buchonit zeigt in den untersuchten Vorkommen lamprophyrischen Charakter mit betonter Hydroxylführung. Das Umsäumen von intratellurisch gebildeten Hornblenden und Biotiten mit Alkalifeldspat und das trumartige Durchgreifen von Adern mit Analcim und Alkalifeldspat weist bereits auf eine Magmenvermischung mit felsisch betontem Alkalimaterial hin. *H. Bücking* betrachtete den Buchonit als ein Differentiationsprodukt des phonolitischen Magmas, wobei aber nach *O. H. Erdmannsdörffer* der Differentiationsvorgang schon vor der Intrusion in einem tieferen Niveau stattgefunden haben

muß. Nach unseren Untersuchungen handelt es sich um einen als Magmenvermischung zu kennzeichnenden Vorgang, wobei die Differenzierung eines ursprünglichen Ausgangsmagmas in helle und dunkle Anteile vor der Vermischung, die sich im Laufe der Effusion stofflich änderten, nicht ausgeschlossen ist.

IV. Petrologische Folgerungen

1. Zusammenfassung der mikroskopischen quantitativen Untersuchungen

Zur genauen Beurteilung des Gesamtcharakters der Rhönvulkanite war die quantitative Erfassung des Mineralbestandes der unterschiedlichen Gesteine unumgängliche Voraussetzung. Diese wurde durch zahlreiche Integrationen der Vulkanittypen durchgeführt. Die mitgeteilten modalen Daten werden hier zusammengefaßt und graphisch dargestellt.

a) Die *Dreiecksprojektion nach Kupletzky und Oknova* (Trudy Petr. Inst. Akad. Nauk U. d. S. S. R., 1934, zitiert nach *T. F. W.*

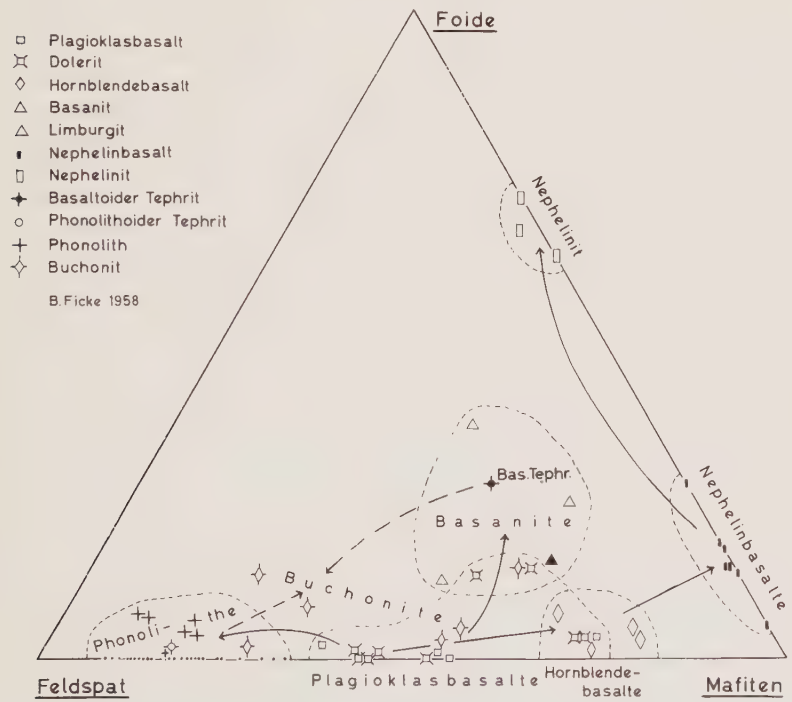


Abb. 33. Modale Vermessungen der Rhönvulkanite im System Feldspat : Mafiten : Foide (nach *Kupletzky* und *Oknova*).

Barth, 1952) gestattet, die folgenden charakteristischen Komponentengruppen:

Feldspäte : Foide : Mafiten

übersichtlich darzustellen, wobei im Gegensatz zu *Kupletzky* und *Oknova* (die Nepheline an die Spitze des Dreiecks stellen) hier die Summe der Foide gewählt wird, die sich aus Nephelin + nephelinartige Matrix + Analcim zusammensetzt (Abb. 33).

Diese Darstellung zeigt den allgemein geringen Gehalt an Foiden, wobei die Ersteruptionen *(Plagioklasbasalte)* praktisch *keine Foide* führen und demnach auf der Unterseite des Dreiecks liegen, wo sie eine Mittelstellung einnehmen. Von hier aus führt die Entwicklung zu mafitenreicheren und *foidarmen Hornblendebasalten* und foidreicheren *Basaniten (+ basaltoider Tephrit).* Die weitere Entwicklung der mafisch betonten Glieder verläuft zu den *Nephelinbasalten* auf der rechten Dreiecksseite ohne Feldspat. Als nephelinreiche lokale Differentiation, zu Nephelinbasalt gehörig, erscheint *Nephelinit* in einem gesonderten Feld.

Als felsisch betonte Differentiate mit geringer Foidführung finden sich *Phonolithe* (mit *phonolithoiden Tephriten*) in der linken unteren Ecke des Dreiecks. Aus Magmenmischung von Tephrit und Phonolith gehen die *Buchonite* mit etwas höherem Foidanteil hervor.

b) Die *Dreiecksdarstellung der felsischen Gemengteile nach A. Johannsen bzw. E. Tröger* (Abb. 34). Auch in dieser Darstellung läßt sich die Entwicklung der Gesteinsdifferentiationen verfolgen: Die Ersteruptionen liegen in der Nähe des *Plagioklaspunktes* (gesättigte Gesteine) am rechten Eckpunkt, da Alkalifeldspäte in allen basaltischen Gesteinen der Rhön kaum beobachtet wurden. Die Entwicklung der Basalte erfolgt in Richtung auf den *Foidpunkt* zu, von den Plagioklasbasalten über gering foidführende Gesteine, über Hornblendebasalte und Basanite (+ basaltoide Tephrite) zu den Nephelinbasalten als Letzteruptionen. Der Nephelinit findet sich hier in dem gleichen Feld wie die Nephelinbasalte, da beide kaum Plagioklas haben, wobei jedoch der Nephelinit etwa die fünffache Menge an Foiden führt. Lediglich der phonolithoide Tephrit zeigt durch geringe Führung von Alkalifeldspäten eine Tendenz zu den Phonolithen.

Die Phonolithe als felsische Differentiate liegen auf Grund ihres überwiegenden Feldspatgehaltes in der linken oberen *Alkalifeldspat-Ecke* des Dreiecks. Sie zeigen nur geringe Unterkieselung. Aus dieser Dreiecksdarstellung geht besonders gut hervor, daß die Buchonitbildung auf eine Magmenmischung aus tephritischem und phonolithischem Material zurückgeführt werden kann, was durch die zentrale Lage des Projektionspunktes zum Ausdruck kommt. Da die

Mafiten in dieser Darstellung nicht erfaßt sind, kann sie die Gesteinscharakteristik, besonders der mafitenreichen Glieder, nur bedingt darstellen.

Beide Darstellungen gestatten die Aufzeichnung der Gesteinsentwicklung, wobei die Unterkieselung durch Foide zum Ausdruck kommt. Dagegen bleibt die *Unterkieselung* bei den Mafiten *durch*

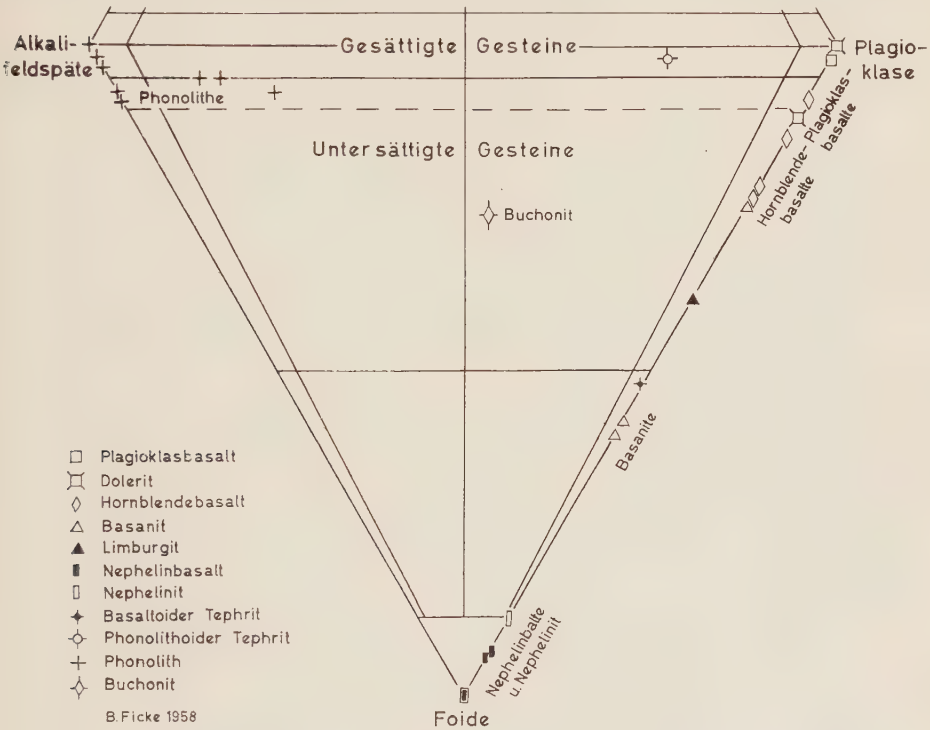


Abb. 34. Modale Vermessungen der Rhönvulkanite im System Alkalifeldspäte : Plagioklase : Foide (nach *Tröger* bzw. *Johannsen*).

Olivin hier unberücksichtigt. Diese ist bereits in den Ausgangsgesteinen vorhanden. Die Olivinführung erhöht sich jedoch im Verlauf der Gesteinsdifferenzierungen bei manchen Basaniten und ganz besonders bei den nephelinbasaltischen Nachschüben.

2. Zusammenfassung und Darstellung der petrochemischen Verhältnisse

Auch die zahlreichen aufgeführten Analysen von Rhönvulkaniten geben einen Einblick in die Entwicklung des Chemismus im Verlauf der Gesteinsdifferentiationen, die auf Grund petrographischer und

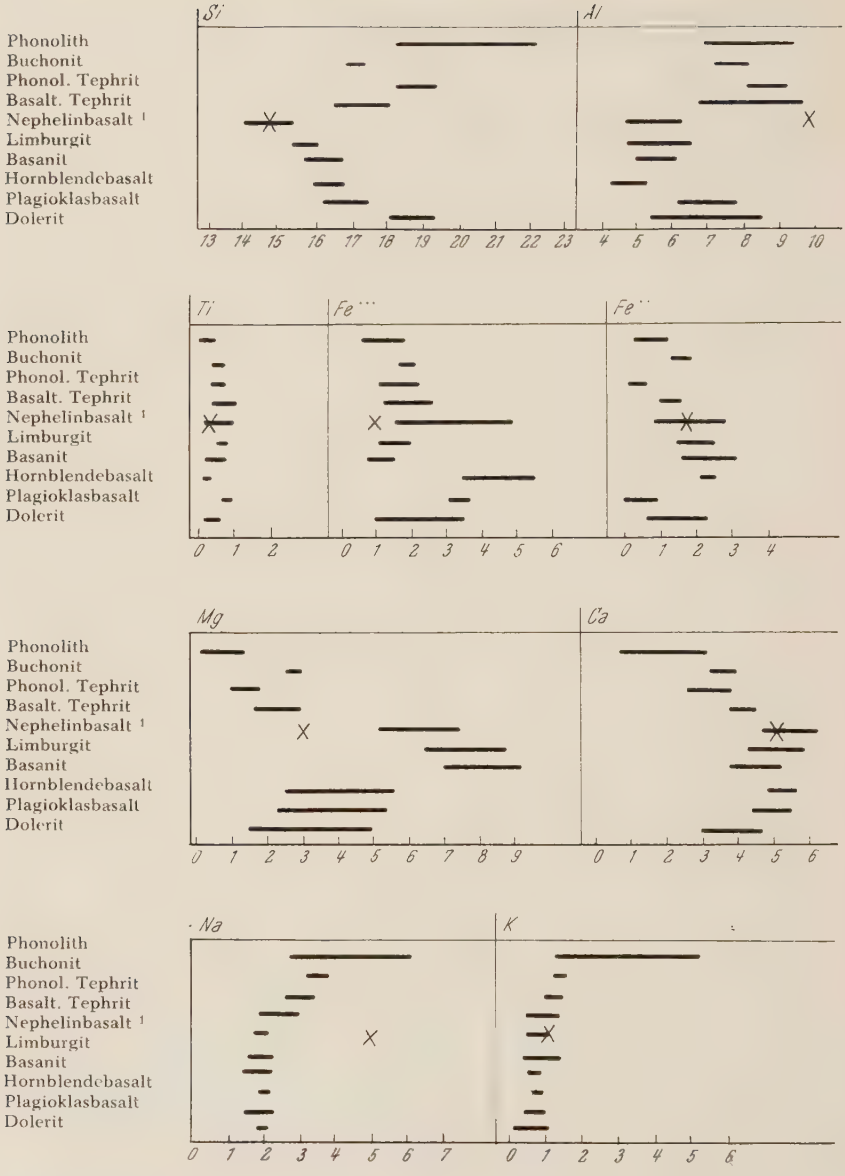


Abb. 35. Variationsbreite der Gesteinsanalysen in Atom-Prozenten.

[1] Nephelinit = x.

geologischer Beobachtungen ermittelt werden konnten. Der Si-Anteil gibt als wichtigste chemische Komponente die beste Grundlage zur Gliederung der unterschiedlichen Vulkanite. In der folgenden

Abb. 35 auf S. 422 werden in Abhängigkeit vom Si-Gehalt die weiteren Elemente aufgetragen, wobei die verschiedenen Gesteine nach der zeitlichen Reihenfolge ihrer Eruptionen von unten nach oben angeordnet wurden.

Die Olivin-Plagioklasbasalte, deren doleritische Varietäten auf Grund höherer Feldspatgehalte eine höhere Kieselung aufweisen, tendieren mit den feinkörnigen, gering foidführenden Plagioklasbasalten zu den ihnen verwandten Hornblendebasalten (Hornblende statt Olivin). Diese drei Gruppen unterscheiden sich nicht wesentlich in ihrem Gehalt an Na und K. Der Gehalt an Ca, Mg und Fe nimmt zu, während Al in den Hornblendebasalten etwas zurücktritt (zufolge höheren Mafitenanteils).

Die Basanite und zugehörigen Limburgite entsprechen eigenartigerweise den Hornblende- und Plagioklasbasalten in ihrem Gehalt an Alkalien, Ca und Fe, mit ähnlichem Al, während zufolge höheren Olivingehaltes der Mg-Gehalt wesentlich höher liegt.

Die basaltischen Letzteruptionen von Nephelinbasalten, die sich in ihrem Chemismus den Basaniten anschließen, haben jedoch eine geringere Si-Führung. Der Nephelinit als lokale Differentiation des Nephelinbasaltes unterscheidet sich von diesem zufolge seines höheren Nephelingehaltes durch wesentlich höheres Na und Al, während bei gleichem K, Ca und Fe^{++} das Mg stark zurücktritt.

Die olivinfreien Tephrite fallen besonders durch ihren hohen Al-Gehalt zufolge Plagioklasreichtums auf, die phonolithoiden unterscheiden sich von den basaltoiden durch höheren Gehalt an Alkalien und besonders an Si, während Ca, Mg und Fe^{++} zurücktreten.

Als felsisch betonte Differentiate zeichnen sich die Phonolithe, zu denen die Tephrite überleiten, auf Grund ihres hohen Alkalifeldspat-Gehaltes durch besonders hohen Gehalt an Alkalien ($Na > K$ entsprechend Na-Sanidin und Anorthoklas) und Si aus, während die femischen Elemente Ca, Mg und Fe hier am stärksten zurücktreten. Die Buchonite ähneln in ihren analytischen Daten den phonolithoiden (bis basaltoiden) Tephriten, von denen sie sich durch höheren Fe^{++}- und Mg-Gehalt zufolge der reichlichen Hornblendeführung unterscheiden.

Als ein weiteres Kriterium untersättigter Gesteine wird das Aluminium betrachtet. Die Bedeutung des Aluminiums wurde besonders von *J. Shand* (1927) dadurch herausgestellt, daß er bei an Si gesättigten oder untersättigten Eruptiva weiterhin die an Aluminium übersättigten peraluminischen, die gesättigten met- bzw. subaluminischen und die untersättigten peralkalischen Gesteine unterschied. Diese Bedeutung zeigt sich deutlich in der C. I. P. W.-Umrechnung durch zwei extreme Fälle, wo sich Korund (C) als Al-

Überschuß bei einigen Rhönvulkaniten berechnete, wenn Al > (Na + K + Ca); ein Aluminiummangel (Na + K) > Al zeigt sich in der Bildung von normativem Akmit (ac) in Ägirinaugiten der Phonolithe und phonolithoiden Tephrite. Auf die Feinheiten des Al-Haushaltes der Rhönvulkanite wird im nächsten Abschnitt eingegangen.

Den *Grad der Untersättigung an SiO_2 nach E. Larsen* ersieht man aus der folgenden Gesamtdarstellung der kennzeichnenden Typen von Rhönvulkaniten (Abb. 36):

Ein Teil der Plagioklasbasalte und Dolerite ist kaum unterkieselt, andere, dazu die Tephrite und ein Teil der Phonolithe nur gering (< 5% — SiO_2), während alle übrigen Typen über 10%, meist aber unter 15% — SiO_2 haben; nur die Nephelinbasalte und Limburgite weisen eine Unterkieselung von 15—23% — SiO_2 auf. Hierbei geht die Unterkieselung der basaltischen Gesteine bis zur Hälfte auf Olivin zurück.

In Anlehnung an die Dreiecksdarstellung nach *E. Larsen* soll auch die *Untersättigung der Rhönvulkanite auf Grund des vermessenen modalen Mineralbestandes* dargestellt werden (Abb. 37). Es wurde ein Dreieck mit folgenden Komponenten gewählt:

Einsprenglinge : Grundmasse felsisch : Grundmasse mafisch
Quarz : Feldspäte : Summe Mafiten

Die Einsprenglinge, die in den ersten Projektionspunkt (×) eingehen, werden bei den basischen Gesteinen durch Mafiten, bei den Phonolithen und dem phonolithoiden Tephrit, zum Teil beim Buchonit, durch die Feldspäte gebildet.

Die Plagioklasbasalte zeigen hier nur eine Unterkieselung durch Olivin (●), bei den anderen basischen Gesteinen wurde neben der Unterkieselung durch Olivin (beim Buchonit durch die Hornblendeführung mit 25% Olivinanteil, vgl. S. 347) das zur Aufkieselung erforderliche SiO_2 auch für Nephelin und Analcim eingesetzt (|). In den Gesteinen, in denen die Grundmasse nicht vollständig integriert werden konnte, wurde sie aus der Analyse berechnet und die Gesteinsbezeichnung mit einem Kreuz versehen (z. B. Limburgit ×).

Diese Darstellung zeigt, daß es sich meist um porphyrische Gesteine handelt. Der Anteil der dunklen Gemengteile ist hier, ähnlich wie bei der Darstellung nach *Kupletzky* und *Oknova,* klar erkennbar und zeigt etwa die gleiche Verteilung. Der Grad der Untersättigung erscheint etwas geringer als bei *Larsen.* Dies kann dadurch erklärt werden, daß bei der kristallchemischen Berechnung der einzelnen Minerale in den Augiten und Feldspäten noch Anteile von Olivin bzw. Foiden festgestellt werden können.

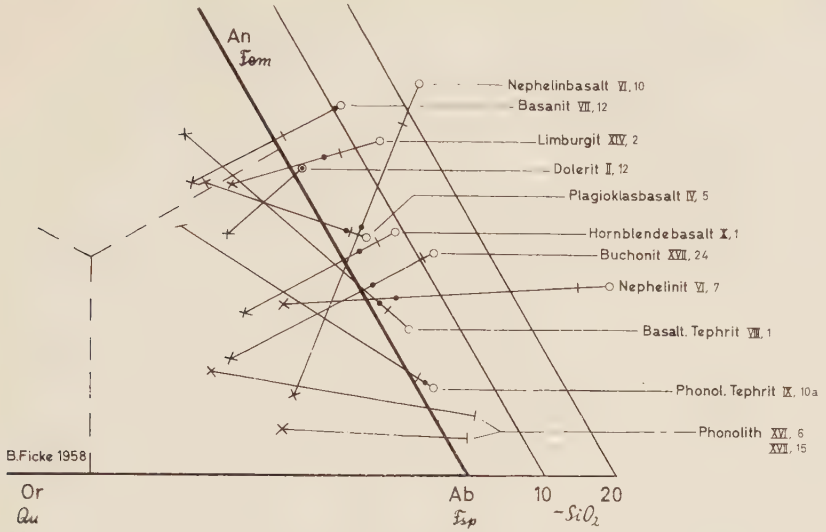


Abb. 36. Die kennzeichnenden Typen von Rhönvulkaniten mit ihrer Unterkieselung auf Grund der Bauschanalysen dargestellt nach *E. Larsen*.

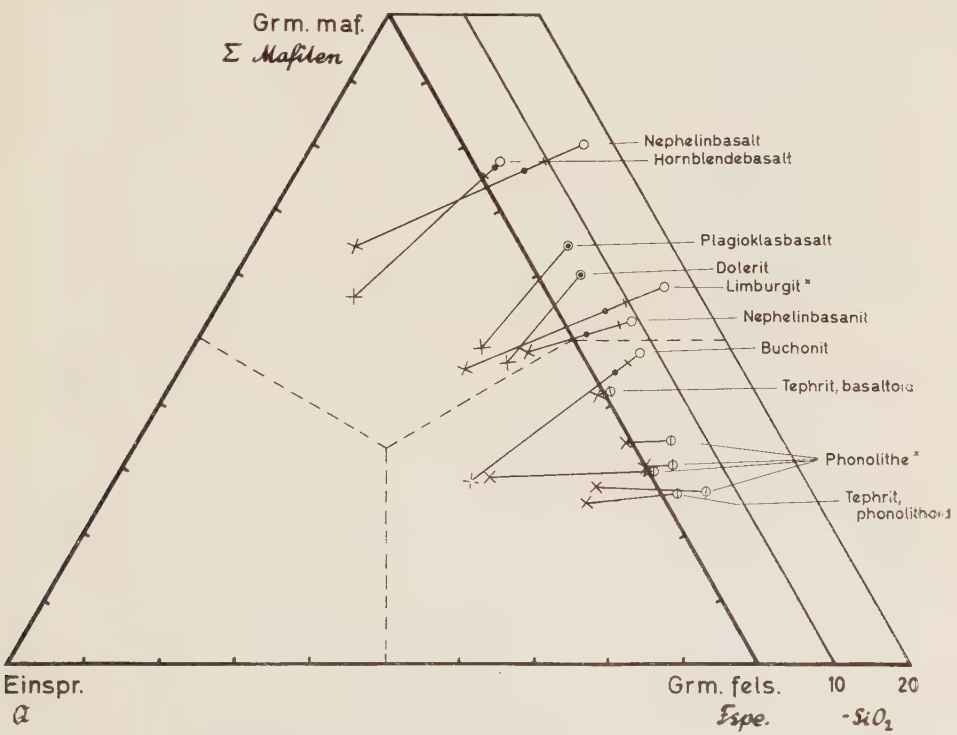


Abb. 37. Die kennzeichnenden Typen von Rhönvulkaniten mit ihrer Unterkieselung auf Grund der modalen Vermessungen dargestellt.

3. Vergleich zwischen modalem und normativem Mineralbestand und Gesteinschemismus

Die im letzten Abschnitt in der Abb. 35 auf S. 422 dargestellten Analysen (in Atomprozent) sind durch charakteristische Vertreter der unterschiedlichen Gesteinstypen im Variationsdiagramm der Rhönvulkanite zusammengestellt (Abb. 38 auf S. 427 stellt die gleichen Gesteine dar wie Abb. 36 und Abb. 37).

Die Ersteruptionen, die nur durch Olivin gering unterkieselte Plagioklasbasalte und Dolerite förderten, nehmen in diesem Diagramm eine Mittelstellung ein. Diesen folgten die basischen Haupteruptionen, die sich durch geringere Kieselung (von 14—16·5 Atomprozent Si) links projizieren, wobei gleichzeitig eine Anreicherung der femischen Elemente Mg, Ti und vor allem Fe erfolgt. Die sauren Differentiationen, die in einem größeren Si-Bereich streuen (18 bis 22% Si), sind durch ein Überwiegen der salischen Elemente Na, K und Al gegenüber den stark zurücktretenden femischen ausgezeichnet.

Das Al kann außer in den Feldspäten und Foiden auch in den Mafiten enthalten sein. Die basaltoiden Tephrite fallen durch ihren hohen Aluminiumgehalt (hier VIII, 1, mit 9·6%) heraus, der sich im Mineralbestand durch starkes Überwiegen der Feldspäte ausdrückt. Durch ihre geringe Kieselung müssen sie hier zwischen die basaltischen Gesteine der Haupteruptionen gestellt werden, obwohl sie anscheinend den späteren Eruptionen nahestehen.

Der Vergleich des normativ errechneten mit dem modalen mikroskopisch vermessenen Mineralbestand zeigt klare Gesetzmäßigkeiten, die sich in allen Vulkaniten besonders durch das Überwiegen der modalen Mafiten über die normativen femischen Gemengteile ausdrücken. Es ist abhängig davon, daß die chemischen Elemente des Feldspatmoleküls sowohl in die Augite (mit etwa 25%) als auch in die Hornblenden (mit etwa 65%) eingebaut sind, worauf bereits auf S. 347 hingewiesen wurde. Weiterhin nehmen diese beiden Mafiten 8 bzw. 10% normativen Erzanteils auf, so daß das Überwiegen des modalen komplex zusammengesetzten Augites über den normativ errechneten Diopsid kristallchemisch begründet ist. Auch kann das Überwiegen des normativ errechneten Erzes (mt + il) über das modal vermessene durch den Einbau von Fe und Ti in die Augite bzw. Hornblenden erklärt werden. Die Ägirinaugite der felsisch betonten Differentiationen (Phonolith und phonolithoider Tephrit) haben außer dem normativen di und einem Teil ac noch Fe^{++} und Al eingebaut, so daß auch hier ein Überwiegen der modalen mafischen Silikate kristallchemisch begründet ist. Somit erklärt sich, daß

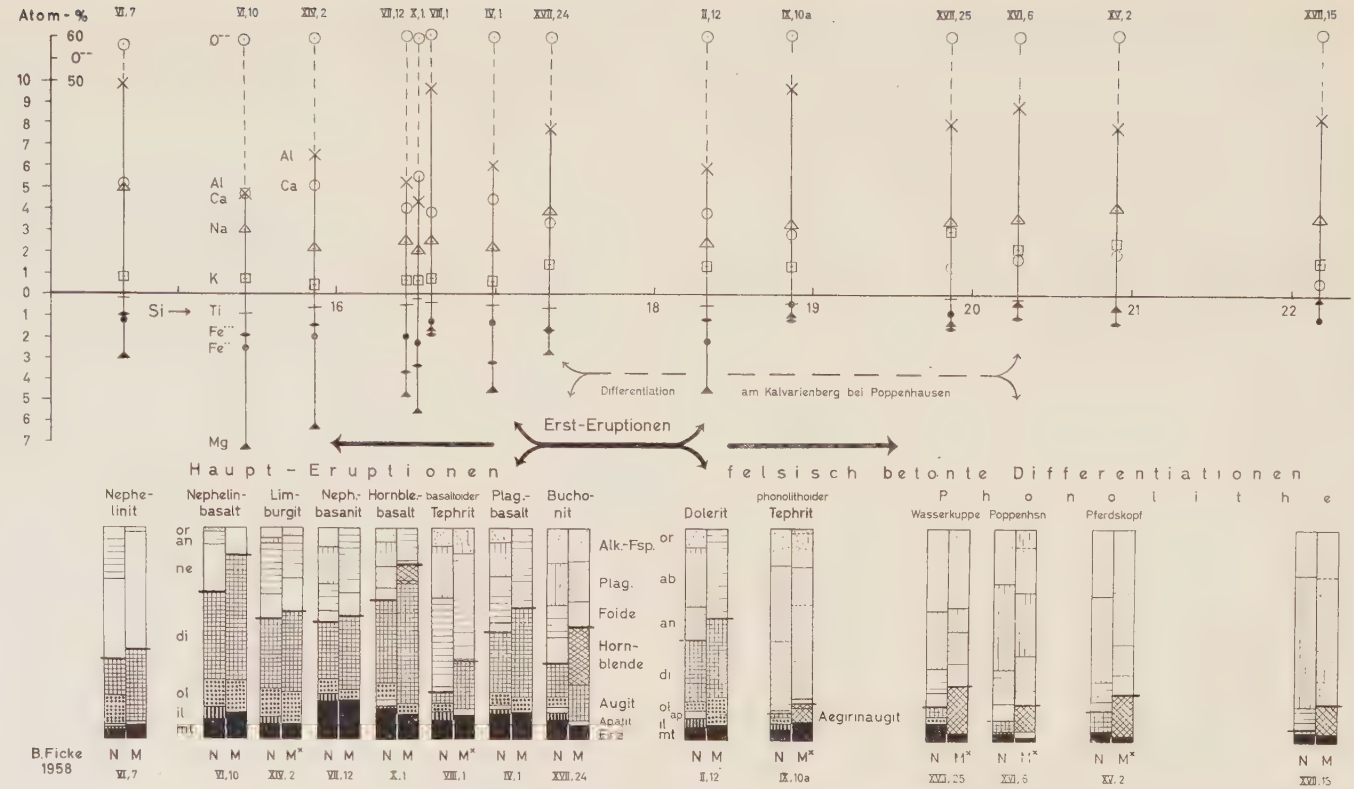


Abb. 38 Variationsdiagramm von Rhönvulkaniten in Atom-Prozenten im Vergleich zum berechneten normativen (N) und gemessenen modalen (M) Mineralbestand in Gewichts-Prozenten.

diese sauren Alkaligesteine immerhin noch bis zu 20% Mafiten führen.

Die mikroskopische Untersuchung der Feldspäte in den basaltischen Gesteinen zeigt, daß der normative Kalifeldspat (or) nur in dem modalen Plagioklas enthalten sein kann, da allgemein kein Alkalifeldspat beobachtet wird. Dagegen tritt in den sauren Gesteinen der geringe normative Anorthitanteil (an) in die Na-reichen Alkalifeldspäte ein. Der normative Nephelinanteil (ne) ist teilweise größer als der modale, da auch ein Teil des ne in die Mafiten eingehen kann.

Zusammenfassend soll betont werden, daß die Umrechnung chemischer Gesteinsanalysen nach C. I. P. W. zwar nicht die Ermittlung des modalen Mineralbestandes ersetzt, ihr aber in vielen Fällen nahe kommt. Wenn die kristallchemische Formulierung der gesteinsbildenden Minerale als Grundlage zu vergleichender Diskussion herangezogen wird, dann können die Diskrepanzen zwischen normativem und modalem Mineralbestand erklärt werden. Der Vergleich mit den chemischen Analysen im Variationsdiagramm, aufgetragen in Atomprozenten, gibt die Möglichkeit, die kristallchemischen Verhältnisse der Gesteine in Beziehung zu den Mineralen zu bringen, die das jeweilige Gestein zusammensetzen.

4. Petrologische Entwicklung

Für die petrologische Entwicklung der Vulkanite in der Rhön spielt das Ausgangsmagma eine entscheidende Rolle. Die Erstförderungen von Olivin-Plagioklasbasalt setzen ein olivinbasaltisches Magma voraus. Nimmt man den Olivin, wie es bisher oft geschehen ist, als nicht speziell untersättigtes Mineral an, so stellt das Magma ein normales gesättigtes Basaltmagma dar.

Die Entwicklung zu alkalibetonten Basalten und Phonolithen kann auf intratellurische Vorgänge und auf solche in seichteren Lagen der Erdkruste zurückgeführt werden:

a) Kristallisations- und Gravitationsdifferentiation im primären Magmenherd und in davon abgezweigten sekundären Magmenkammern.

b) Assimilation von Kalkgesteinen (Kalksilikatfelse aus dem kristallinen Grundgebirgssockel in tieferen Stockwerken, Kalksteine und Mergel aus dem darüber lagernden Perm bzw. Trias).

Im Verlaufe der *Gravitationsdifferentiation* kann nach dem Absaigern der Erstausscheidungen von Olivin und zum Teil Pyroxen ein helles Teilmagma im Herde aufsteigen und durch Abquetschung

in selbständigen Magmenkammern eine eigene Differenzierung mit entsprechenden Eruptionsfolgen aufweisen. Die Kristallisation dieses Al-reichen Magmas zeigt einen bei fallender Temperatur stärkeren

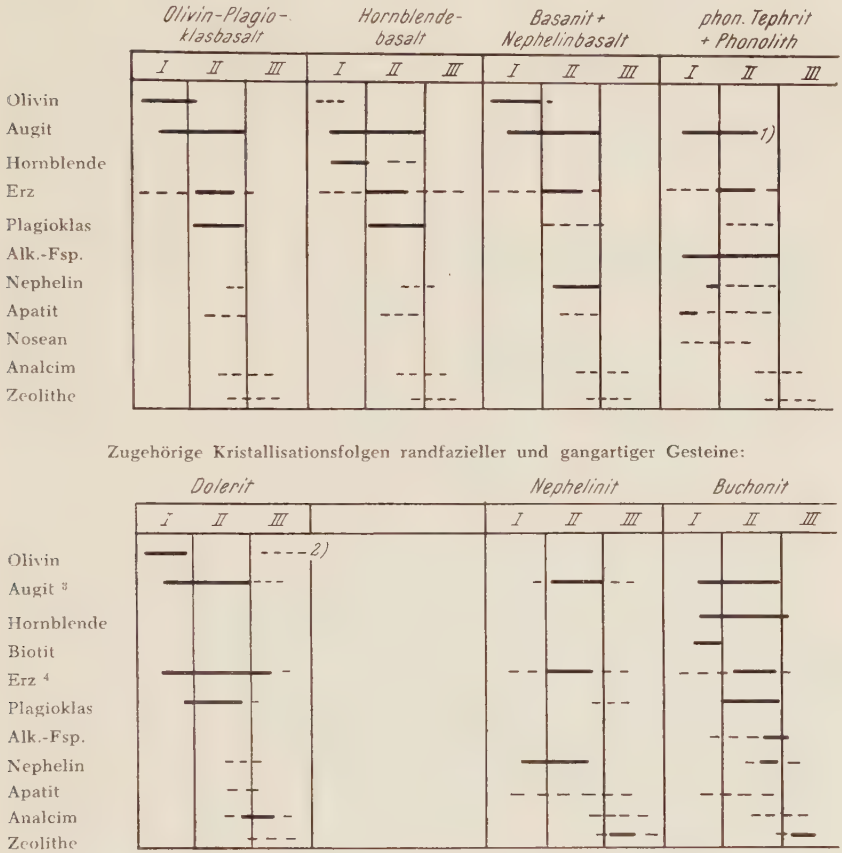



Abb. 39. Kristallisationsschema der Minerale.

Es bedeuten:
I: Intratellurisch gebildete Einsprenglinge.
II: Kristallisationsbereich während der Erstarrung der Grundmasse.
III: Restbildung (±hydrothermal) bei abklingender Temperatur.

[1] Ägirinaugit in phonolithoiden Tephriten und Phonolithen.
[2] Serpentinisierung des Olivins.
[3] Titanaugit im Dolerit vom Fuldatächen und im Nephelinit bei Frankenheim.
[4] Teilweise skelettartiges Wachstum im Dolerit und Nephelinit.

Einbau von Al in die Si-Gruppen der Augite. Diese bereits von *F. Machatschki* (1953) beschriebenen Verhältnisse werden durch den höheren Al-Gehalt der Grundmassenaugite gegenüber den Einsprenglingsaugiten der Frühausscheidung und dem in noch stär-

kerem Maße erfolgten Einbau von Al in die Hornblenden am Beispiel der Rhönvulkanite bestätigt:

Basaltische Augite, Einsprenglinge	Si : Al = 88 : 12
Basaltische Augite, Grundmasse	Si : Al = 79 : 21
Basaltische Hornblenden	Si : Al = 71 : 29

Demnach stellen die Rhönvulkanite an Al gesättigte Gesteine im Sinne *Shands* (metaluminisch) dar. Nur bei den felsisch betonten Differentiationen ergibt sich durch die Bildung von Ägirinaugit eine gewisse Untersättigung an Al mit dem Einbau von Fe^{+++} an Stelle von Al.

Die Kristallisation der Feldspäte und Foide erfolgte — ausgenommen bei den Phonolithen — nicht als intratellurische frühe Phase, sondern erst bei der Eruption. Als Spätphase, besonders bei der Bildung der zwickelfüllenden hellen Matrix, wurde teilweise noch ein hydrothermaler Einfluß wirksam, der zur Bildung von Analcim (zum Teil auch von Zeolithen) führte. Nur bei den Hornblendebasalten wurde ein Hydroxyleinbau bereits unter intratellurischen p-t-Bedingungen festgestellt.

Die Ausscheidungsfolge der einzelnen Minerale geht aus der Abb. 39 auf S. 429 hervor.

b) *Assimilation von Fremdgesteinen.* Für die Entwicklung eines nur durch Olivin gering unterkieselten Ausgangsmagmas zu stärker unterkieselten Differentiaten wird hier nicht nur die Möglichkeit durch fraktionierte Kristallisation (vgl. *Bowen, Barth* u. a.) zur Erklärung herangezogen, sondern es kann angenommen werden, daß auch die Aufnahme von kalkig-mergeligen Gesteinen hierbei eine wesentliche Rolle spielte. Durch Auswürflinge aus dem tiefen Grundgebirgssockel sind Kalksilikatfelse, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite usw. nachgewiesen worden (*E. Kleinschrot,* 1940; *R. Eigenfeld,* 1957). Die Aufnahme von Kalkmaterial aus Triassedimenten wurde bereits von früheren Autoren beobachtet *(H. Bücking, L. Hirsch, A. Elborg).* Nach den Anschauungen von *Peruccini* (1956) pulsiert ein vulkanisches Magma, ehe es suprakrustal austritt, durch periodische Auf- und Abwärtsbewegungen innerhalb der Erdkruste. Hierbei reißt es das Gestein aus Untergrund, Seitenwänden und Dach mit und assimiliert es mehr oder minder. Bei der Aufnahme von Kalk, der vor der Eruption von dem langsam aufdringenden Magma aufgenommen wurde oder in noch tätige Schlote einbrach, die zumeist anfänglich Tuffe förderten, wird die Explosionsfähigkeit durch frei werdendes CO_2 erhöht. Die Beobachtungen an Einschlußmaterial zeigen, daß die Assimilation von Kalk, Dolomit und Mergel aus Muschelkalk zu einem großen Teil vollständig

verlief, während die von Buntsandstein nur geringfügig war (vgl Abb. 10 und 15).

Bei der kristallchemischen Betrachtung der aus Karbonatgesteinen aufgenommenen Komponenten zeigt sich, daß Ca und Mg unter Bildung von Pyroxen und zum Teil Hornblende (+ Melilith; ± Olivin, der nach *W. Weisskirchner*, 1952, auch durch Aufnahme von Mg im Magma gebildet werden kann) Kieselsäure aus dem Magma binden und dadurch die Unterkieselung verursachen können, die zur Bildung von Foiden an Stelle von Feldspäten in der Restschmelze führt.

Das *olivinbasaltische Ausgangsmagma* zeigt — außer seiner mehr oder weniger geringen Olivinführung aus der Erstkristallisation — keine Untersättigung an Si. Es zeigt mit seinen chemischen Analysen eine gute Übereinstimmung mit den bei *T. F. W. Barth* (1952) zitierten Mittelwerten chemischer Analysen foidfreier Basalte aus verschiedenen Vorkommen (Karru, Dekhan, Zentralvictoria u. a.) Es kann aus den geförderten Gesteinen geschlossen werden, daß dieses Ausgangsmagma wahrscheinlich reicher an Mg war, als die zuerst geförderten Gesteine, und sich sehr bald differenzierte.

Für die Diskussion der *Genese von Alkaligesteinen* wurde von *E. Lehmann* (1933) die folgende Gleichung herangezogen:

$$\underset{\text{Basalt}}{\text{Olivin} + \text{Plagioklas}} = \underset{\text{Tephrit}}{\text{Pyroxen} + \text{Nephelin}}$$

Diese isochem aufgefaßte Gleichung kann jedoch nicht für die Differenzierung zu Alkaligesteinen in der Rhön die wesentliche Grundlage bilden. Bei dem Versuch, die Lage des Gleichgewichtes für einzelne Gesteinstypen von Rhönvulkaniten zu erhellen, zeigte es sich, daß — wie die quantitativen Untersuchungen der Rhönvulkanite ergaben — diese Gleichung unvollständig ist, denn es wurden die folgenden Paragenesen ermittelt (siehe Tab. 18 auf S. 432).

Bei der Betrachtung der hier aufgeführten unterschiedlichen, aber kennzeichnenden modalen Werte (nach *K. H. Scheumann*, 1925, „ist jedenfalls der Schluß von der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung auf die Chemie sicherer als der umgekehrte") fällt bei den Eruptionsfolgen auf, daß die den Plagioklasbasalten nachfolgenden Magmenförderungen im allgemeinen mehr Mafiten ausscheiden. Hierbei fand ein ständiges Anwachsen der Unterkieselung sowohl durch Olivin (zum Teil vertreten durch Hornblende) als auch durch Foide statt. Deshalb tendieren diese der Untersättigung zustrebenden basaltischen Gesteine in ihrer chemischen Entwicklung durch den fallenden Si-Gehalt im Variationsdiagramm der Rhönvulkanite von der Mitte aus nach links. Das basischste Glied,

Tab. 18. *Mineralparagenesen der Vulkanittypen der Rhön mit Mengenangaben in Volumprozenten*

1. Olivin-Plagioklas-basalt	→	Ol 4–12			<	Aug 20–40	+	Plag 25–60				
2. Hornblendebasalt	→	Ol 0–10	≤	Hble 8–18	<	Aug 38–57	+	Plag 18–27	±	Foid 1–8		
3. Basanit	→	Ol 5–18	<			Aug 24–36	+	Plag 17–40	+	Foid 10–36		
4. Nephelinbasalt	→	Ol 6–30	<			Aug 42–70	(±	Plag) 0–1	+	Foid 5–17		
4a. Nephelinit	→					Aug 15–25	±	Plag 1–3	+	Neph 49–66		
5. basalt. Tephrit	→	± Hble 0–1	<	Aug 20–34	+	Plag 36	±	Alkfsp 0–1	±	Foid 2–5		
6. phonol. Tephrit	→	± Hble 0–1	<	Ägaug 6	+	Plag 63	+	Alkfsp 5–15	±	Foid 2		
7. Phonolith	→			Ägaug 5–25			+	Alkfsp 75–93	±	Foid 0–5		
8. Buchonit	→	Hble 20–35	>	Aug 16–25	+	Plag 20	+	Alkfsp 16	+	Foid 3–14		

Ol = Olivin; Hble = basaltische Hornblende;
Aug = basaltischer Augit; Ägaug = Ägirinaugit;
Plag = Plagioklas; Alkfsp = Alkalifeldspäte;
Foid = Nephelin + Analcim + nephelinartige Matrix; Neph = Nephelin.

der Nephelinbasalt mit bis 30% Olivin und bis 70% Augit, stellt die letzte Förderung im Gebiet der Wasserkuppe dar und kommt zeitlich nach den Phonolithen. Der nicht allzu hohe Gehalt an Nephelin (5—17%), nur als Füllmasse in der Matrix, deckt die starke Unterkieselung (Nephelin ist im Sinne von *E. Larsen* doppelt so stark unterkieselt wie Olivin) während der Schlußkristallisation der Grundmasse auf. Die Restschmelze hierfür hatte genug Zeit gehabt, mit Kalken zu reagieren und diese zu assimilieren.

Zusammenfassend ergibt sich, daß für den Rhönvulkanismus auf Grund der quantitativen Untersuchungen auf ein Ausgangsmagma von olivinbasaltischem Charakter geschlossen werden kann, das sich sowohl durch fraktionierte Kristallisation als auch durch Kalkassimilation in komplexen, miteinander verlaufenden Vorgängen differenzierte. Dabei wurde keine besonders starke Untersättigung erzielt (und diese wirkt sich auch nur zum Schlusse bei der Grundmassenerstarrung der jeweiligen alkalibetonten Vulkanite aus).

Wir gehen in der Annahme einer Assimilation von kalkig-mergeligem Material für eine der Erklärungsmöglichkeiten zur Bildung der untersättigten Alkaligesteine der Rhön konform mit den Anschauungen, wie sie *R. A. Daly* vor langer Zeit bereits allgemein postulierte und wie sie *S. J. Shand* petrologisch besonders herausstellte.

Zusammenfassung

1. Die vorliegende Untersuchung zeigt die Entwicklung der Rhönvulkanite von einem olivinbasaltischen Ausgangsmagma mit Alkalikalk-Charakter zu gering unterkieselten Alkaligesteinen. Als Ausgang für die petrologische Untersuchung der Gesteine wurde die verhältnismäßig geringe Anzahl der gesteinsbildenden Minerale einer kristallchemischen Betrachtung unterzogen.

2. Als Frühkristallisationen erschienen die *Mafiten* Olivin und basaltischer Augit, in Phonolithen Ägirinaugit, Titanaugite besonders in randfaziellen und gangartigen Gesteinspartien in basischen Vulkaniten. Braune basaltische Hornblenden stellen im Sinne von *A. N. Winchell* Oxyhornblenden dar und wandeln sich infolge magmatischer Resorption in Rhönit + Augit + Feldspat ± Foide um. Melilith als Anzeichen für Kalkassimilation konnte festgestellt werden. Erz, vorwiegend Titanomagnetit, zeigt Entmischungslamellen von Ilmenit.

Aus der Gruppe der *felsischen Minerale* tritt Plagioklas (Labrador bis Andesin) nur in der Grundmasse der basischen Gesteine auf. Alkalifeldspäte in den Phonolithen mit überwiegendem Na-Gehalt und häufigen Entmischungserscheinungen stellen Übergänge zu Tieftemperaturmodifikationen dar; Sanidin ist Hauptbestandteil der Grundmasse, jedoch nur selten unter den Einsprenglingsfeldspäten anzutreffen. Die Foide — Nephelin und Analcim — finden sich fast ausschließlich in der Grundmasse als Zwickelfüllung. Als hydrothermale Spätphase treten Zeolithe und Calcit zum Teil gemeinsam auf.

3. Die Rhönvulkanite wurden nach ihrer zeitlichen Abfolge auf Grund von etwa 70 Integrationen des modalen Mineralbestandes quantitativ erfaßt und in Beziehung zu den chemischen Analysen gebracht:

Ersteruptionen: Plagioklasbasalte und Dolerite ohne Foide;

Basische Haupteruptionen: Hornblendebasalte, Basanite, Limburgite, basaltoide Tephrite; Nephelinbasalte (mit Nephelinit) als lamprophyrische Nachschübe;

Felsisch betonte Differentiationen: phonolithoide Tephrite, Phonolithe; Buchonit als lamprophyrischer Nachschub.

4. Um die Tendenz der im Verlaufe der Gesteinsentwicklung steigenden Unterkieselung quantitativ darzustellen, wurden die Gesteinsanalysen nach der Dreiecksdarstellung von *E. Larsen* projiziert: hierbei werden die Normminerale (nach C. I. P. W.) Nephelin zu Albit und Olivin zu Pyroxen aufgekieselt und die erforderliche Kieselsäure (— SiO_2) im Außenfeld des Dreiecks zur Darstellung gebracht.

Die Zusammenfassung der quantitativen Vermessungen des modalen Mineralbestandes nach *Kupletzky* und *Oknova* sowie nach *Johannsen* bzw. *Tröger* läßt die genetische Entwicklung der Rhönvulkanite erkennen.

5. Eine Unterkieselung ist bereits bei den Ersteruptionen durch die Olivinführung gegeben. Bei der weiteren Gesteinsentwicklung wird sie durch das Hinzutreten von Foiden und steigenden Olivingehalt vergrößert.

6. Für die petrologische Entwicklung der Rhönvulkanite wird ein Ausgangsmagma von olivinbasaltischem Charakter angenommen. Den plagioklasbasaltischen Ersteruptionen folgen Gesteine mit wachsender Unterkieselung und steigender Gesamtmenge der Mafiten. Daneben entwickelten sich felsische Differentiate. Diese Entwicklung wird sowohl auf Kristallisations- und Gravitationsdifferentiation als auch auf Kalkassimilation (aus Grundgebirge, Perm und Trias) zurückgeführt.

7. In einem Variationsdiagramm wird die petrologische Entwicklung mit den Gesteinsanalysen, dem vermessenen modalen und dem normativen errechneten Mineralbestand der einzelnen Gesteinstypen dargestellt. Ein Vergleich zeigt, daß die Menge der vermessenen Mafiten stets größer ist als die der errechneten, weil ein Feldspatanteil sowohl in die Augite als auch in die Hornblenden eintritt. Auf Grund kristallchemischer Kriterien konnte die allgemeine Diskrepanz zwischen Mineralbestand und Chemismus aufgehellt und quantitativ erfaßt werden.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. *R. Eigenfeld*, danke ich für die Überlassung des Themas der vorliegenden Arbeit und seine stets wohlwollende Unterstützung bei dessen Bearbeitung, zahlreiche wertvolle Diskussionen und gemeinsame Geländebegehungen.

Literatur

Barth-Correns-Eskola, Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939. — *Barth, T. F. W.*, Theoretical Petrology. New York-London 1952. — *Bowen, N. L.*, The Evolution of the Igneous Rocks. New York 1956. — *Bücking, H.*, Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzb. Preuss. Ak. Wiss. XXXVI (1907). — *Bücking, H.*, Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. Ebenda, XXIV (1910, I). — *Bücking, H.*, Geologischer Führer durch die Rhön. Berlin 1916 (dort weitere Literaturangaben). — *Chudoba, K. F.*, und *Frechen, J.*, Die frühmagmatische Bildung der Olivinausscheidungen vom Finkenberg und Dreiser Weiher. Geol. Rundsch. *32* (1941). — *Daly, R. A.*, Igneous Rocks in the Deapths of the Earth. New York-London 1933. — *Dreher, O.*, Geologische Beschreibung des Dammersfeldes in der Rhön. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. XXXI, 2 (1910). — *Edward, A. B.*, The Formation of Iddingsite. Am. Min. *23* (1938). — *Eigen-*

feld, R., Versuch einer Gliederung der magmatischen Kaiserstuhlgesteine. Mitt. Bad. Geol. Landesanst., Freiburg i. Br. 1947. — *Eigenfeld, R.*, Gesteinschemismus und Gesteinsentwicklung in kristallchemischer Hinsicht, erläutert an Magmatiten des Kaiserstuhls. N. J. Min., Mh. 1950. — *Eigenfeld, R.*, Zur Genese der Alkaligesteine. Ber. d. phys. med. Ges. Würzburg *66* (1952). — *Eigenfeld, R.*, Über Grundgebirgseinschlüsse in Rhönvulkaniten. Fortschr. Min. 1958. — *Elborg, A.*, Geologie des Bauersberges bei Bischofsheim v. d. Rhön. Ein Beitrag zum Vulkanismus der Rhön. Diss., Freiburg i. Br. 1957. — *Erdmannsdörffer, O.*, Über den Buchonit von Poppenhausen in der Rhön. Sitzb. Ak. Wiss. Heidelberg, 3 d, Abh. (1953). — *Ernst, Th.*, Der Melilith-Basalt des Westberges bei Hofgeismar nördlich von Kassel, ein Assimilationsprodukt ultrabasischer Gesteine. Chem. d. Erde *10* (1936). — *Ernst, Th.*, und *Drescher-Kaden, F. K.*, Über den Sonnenbrand der Basalte. Z. angew. Min. *3* (1941). — *Ficke, B.*, Zur Petrologie der Rhönvulkanite. Fortschr. Min. 1958. — *Ficke, B.*, Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. *88* (1960). — *Frechen, J.*, Zur Gefügeausbildung der basaltischen Olivinknollen. Geol. Rundsch. *36* (1948). — *Gachot, H.*, Die vulkanischen Trümmergesteine von Schackau. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. XXXIII, 2 (1912). — *Galkin, X.*, Chemische Untersuchung einiger Hornblenden und Augite aus Basalten der Röhn. N. J. Min. Beil., Bd. XXIX (1910). — *Grupe, O.*, Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. XXXIV (1913). — *Gutberlet, W. C. J.*, Phonolithe, Trachyte und Basalte der Rhön. N. J. Min. (1856). — *Heinrich, E. W. M.*, Microscopic Petrography, New York-Toronto-London 1956. — *Hentschel, H.*, und *Pfeffer, P.*, Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. Geol. Jb. *69* (1954). — *Hirsch, L.*, Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön. Diss., Gießen 1937. — *Holler, K.*, Vergleichende petrographische Studien an Rhöngesteinen. Diss., Halle/S. 1925. — *Johannsen, A.*, A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Chicago 1948—1951. — *Jung, H.*, Die chemischen und provinzialen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chem. d. Erde *3* (1928). — *Kupletzky* und *Oknova*, Trudy Petr. Inst. Akad. Nauk, UdSSR 1954. — *Larsen, E. S.*, Some new Variation Diagrams for Groups of Igneous Rocks. J. of Geol. XXXXVI (1938). — *Lehmann, E.*, Beziehungen zwischen Kristallisation und Differentiation in basaltischen Magmen. Min. Petr. Mitt. *41* (1931). — *Lenk, H.*, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Diss., Würzburg 1887. — *Lindley, H. W.*, Mikroskopie der Eisenerzmineralien oberhessischer Basalte. N. J. Min. BBd. LIII, Abt. A (1926). — *Machatschki, F.*, Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien 1953. — *Pieruccini, R.*, Una Visita ai Crateri di Vulkano, Stromboli ed Etna. Associazione internationale vulcanologi. N. *4* (1956). — *Ramdohr, P.*, Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin 1955. — *Rittmann, A.*, Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936. — *Rutte, E.*, Einführung in die Geologie von Unterfranken. Würzburg 1957. — *Sandberger, F.*, Weitere Mitteilungen über den Buchonit. Sitzb. d. Bayer. Ak. Wiss. III (1873). — *Scheumann, K. H.*, Ausländische Systematik, Klassifikation und Nomenklatur der Magmengesteine (I und II). Fortschr. Min. X (1925). — *Shand, S. J.*, Eruptive Rocks. New York 1948. — *Söllner, J.*, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. XXII (1901). — *Söllner, J.*, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. Min. BBl XXIV (1907). — *Walenta, K.*, Die vulkanische Tuffbreccie von Scharnhausen bei Stuttgart. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. *42* (1960, im Druck). — *Wagner, W.*, Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen v. d. Rhön. Jb. d. Preuss. Geol. Landesanst. II

(1909). — *Weisskirchner, W.*, Zur Kenntnis der Olivingruppe. Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petr. *3* (1952). — *Winkler, H. F. G.*, Foidführender Andesin-Trachyt von Moschheim. Fortschr. Min. *35* (1956).

Handbücher und Tabellen

Dana, E. S., und *Dana, J. D.*, The System of Mineralogy. 7. Aufl. von *Palache, C., Berman, H.*, und *Frondel, C.* 1952. — *Dölter, C.*, Handbuch der Mineralchemie. Dresden-Leipzig 1912–1931. — *Philipsborn, H. v.*, Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig 1935. — *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. Leipzig 1957. — *Tröger, W. E.*, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935. — *Tröger, W. E.*, Gesteinsbildende Minerale. Stuttgart 1956. — *Washington, H. S.*, Chemical Analyses of Igneous Rocks. Washington 1917. — *Winchell, H.*, und *Winchell, A. N.*, Elements of Optical Mineralogy II. New York-London 1951.

Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin (Zentralalpen)

Von

Peter Beck-Mannagetta, Wien

Mit einem Beitrag von *Franz Hofer*

Mit 5 Textabbildungen

(Eingegangen am 30. Mai 1960)

Während im Mineralbestand die Eklogite und ihre Abkömmlinge kaum wesentliche Neufunde aufzuweisen haben, sind in den Deutungsversuchen der Herkunft und Verbreitung derselben erhebliche neue Fortschritte in den Vorstellungen entwickelt worden. Wo diese eigenartigen, schönen Gesteine, stets nur geringe Einschaltungen in den begleitenden metamorphen Gesteinslagen darstellen, in den verschiedenen Schemen der Metamorphosegliederungen unterzubringen sind, dafür ist bisher keine befriedigende, einheitliche Lösung gefunden worden.

Wesentliche Züge des Eklogit-Mineralbestandes stellen die Zusammensetzung aus Omphacit und Granat (Pyrop) sowie das Fehlen von primärem Feldspat dar. Die optischen Untersuchungen an den Pyroxenen lassen den Anteil an Na-Jonen im Omphacit gegenüber den Diopsiden nicht einwandfrei erkennen. Auslöschungschiefe, Spaltbarkeit und Achsenwinkel fallen in das breite Feld diopsidischer Augite und die chemische Charakteristik ist ausschließlich durch Analysen an *reinem* Material erfaßbar, weshalb nur eine geringe Anzahl gesicherter Eklogit-Omphacite aus einem ausgedehnten Territorium der Verbreitung dieser Gesteine in anderen gegenübersteht. Der Pyropgehalt der Eklogitgranate ist in geringen Prozenten enthalten und mehrfach bestätigt worden, jedoch im Dünnschliff an der Lichtbrechung nur schwer erfaßbar. Das Fehlen gesicherter Umwandlungserscheinungen gegenüber proterogenen Relikten eines voreklogitischen Stadiums ist zwar typisch, erschwert jedoch die Ableitung von den vorbestehenden Ausgangsgesteinen in

jedem Falle ausschlaggebend. Deshalb werden als Ausgangsgesteine für den Eklogit als metamorphes Gestein sowohl basische Tiefen- und seltener Ergußgesteine, wie Sedimente (Mergel) als auch Schlieren magmatischer Differentiation angegeben. Alle diese Ursprungsmöglichkeiten erweitern sich noch durch ähnliche Bildungen wie Kontaktskarne usw., die gelegentlich auch die Mineralparagenese ähnlich einem Eklogit aufweisen können.

Die Eklogite der Koralpe nehmen eine besondere Stellung innerhalb des oberostalpinen Kristallins dadurch ein, daß sie zwar nicht die extremen, reinen Ausbildungen zeigen, wie sie an manchen Stellen der Saualpe zu finden sind, jedoch sind bei ihnen Übergänge bekanntgeworden, die erstmals von *Kieslinger* (1928) als *Diallag-Eklogit-Gabbro* beschrieben wurden. Wegen der Deutung der Eklogite durch *Wieseneder* (1934) und *Kümel* (1937) wurden diese Funde etwas zurückgestellt, von *Weber* (1941) und *Alker* (1958), vor allem jedoch durch *Angel* (1957) neuerdings hervorgehoben. Bereits *Kieslinger* (1928) fand ein Gestein eklogitischen Mineralbestandes, das er als „Paraeklogit" im Sinne *Rosenbusch's* bezeichnete und als einen Kalksilikatfels genetisch deutete.

Alle diese Vorkommen befinden sich in pegmatoid durchtränkten Gneis-Glimmerschiefern und zeigen Übergänge zu Granatamphiboliten, weshalb diese basischen metamorphen Einschaltungen als „Eklogit-Amphibolite" bezeichnet werden. Dieses „Koralmkristallin" (*Angel* 1940) wird dem Gleinalmkristallin gegenübergestellt, das keine solche Eklogitbildung innerhalb seiner Amphibolite aufweist, weswegen für diese ein geringerer Metamorphosegrad angenommen wird. In diesem Zusammenhange ist es wichtig, daß stets versucht wird, auch innerhalb der großen Masse der Hüllgesteine ein Anzeichen einer Mineralparagenese zu finden, die auf einen höheren Metamorphosegrad des Koralmkristallins zum Gleinalmkristallin hinweisen soll. Vor allem in nadelförmigen Einschlüsssen in Muskowit und Feldspat will man *Sillimanit* erkennen. Bisher ist jedoch noch niemals der mikroskopische Beweis hiefür geglückt, in diesen Mineralen einen *Sillimanit* exakt zu bestimmen. Diese stärker lichtbrechenden Nadelbüschel oder „Bärte" erwecken eher den Eindruck von Klinozoisit oder Disthen, was bei der Feinheit der Nadeln jedoch auch nicht zu beweisen gelang. Ebensowenig war es möglich, im Koralmkristallin echte *Granulite* zu entdecken. Die manchmal als „Granulit" bezeichneten Gesteine sind Granataplite. Bei den seinerzeit als Pseudomorphosen von Serizit nach *Cordierit* gedeuteten Mineralfunden in der Stubalpe wird es sich vermutlich um Pseudomorphosen von Serizit nach Staurolith handeln, wie diese auch andernorts bekannt sind. In den Kalksilikat-

felsen des Koralmkristallins ist zwar Diopsid häufig, Salit nachgewiesen, jedoch kam es nirgends zu einer *Wollastonit*-Bildung. Salit, Skapolith sind im Gleinalmkristallin nicht genannt, aber auch kein unbedingtes Anzeichen einer höhermetamorphen Mineralfazies. Noch weniger können Disthen oder Andalusit hiefür angeführt werden. Auch der Anorthit-Gehalt der Feldspäte in den Gneisen ist von dem Ca-Reichtum des Ausgangsmaterials zu sehr abhängig, als daß dieser für ein Kennzeichen höheren Metamorphosegrades mit Sicherheit herangezogen werden könnte. Zweifelsohne handelt es sich bei dem Koralmkristallin um eine wesentlich andersartige Metamorphose-Entwicklung, wie im Gleinalmkristallin. Die Eklogite befinden sich nicht wie metamorphe Fremdlinge innerhalb der Amphibolite der pegmatoid venitischen Gneis-Glimmerschiefermasse und stellen daher kein typisches Kennzeichen einer regional höheren, sondern allein einer regional *andersartigen* Metamorphose dar, wie dies auch z. B. in den Hohen Tauern oder im Pennin der Westalpen (*Bearth* 1959) zutrifft. Nach *Hahn-Weinheimer* (1959) müssen die Eklogite der Münchberger Gneismasse *nicht* katazonal gebildet sein.

Betrachtet man also die Beziehung der Metamorphose zur Eklogitbildung, so ist seit *Kieslinger* (1928) klar erkannt worden, daß die pegmatoide Durchtränkung stets eine Nachfolgeerscheinung gegenüber der Eklogitbildung darstellt. So sind bisher weder Omphacit, noch Eklogitgranat (Pyrop) innerhalb der Aplite und Pegmatite gefunden worden. Vom geologischen Standpunkt aus ist außerdem hinzuzufügen, daß die pegmatoid-venitische Metamorphose räumlich weiter ausgreift, als Eklogit-Amphibolite in ihr enthalten sind. Immer leitet ein Saum mit normalen Granat-Zoisitamphiboliten innerhalb des venitischen Koralmkristallins zum Gleinalmkristallin an durch jüngere tektonische Vorgänge ungestörten Verbänden über. Deshalb hat die Metamorphose allein im Koralmkristallin bis zur Entwicklung von Eklogiten geführt und hat nur lokal in den chemisch hiefür prädestinierten basischen Gesteinen Eklogite ausgebildet. Ohne das Auftreten von Eklogit-Amphiboliten ist eine scharfe Trennung von Glein- und Koralmkristallin *nicht* durchführbar und gleitende Übergänge sind dort vorhanden, wo keine *diffuse* venitische pegmatoide Durchtränkung und Aussaigerung stattfand, sondern Pegmatit und -gneise mit *scharfen* Grenzen die Granat-Glimmerschiefer durchqueren.

Die eklogitischen Gesteine kommen teils mit den großen basischen Stöcken, teils mit Marmor vor. Direkte Kontakte von Marmor mit Eklogit sind sowenig beschrieben worden, wie etwa eine Umwandlung von Diallag in Omphacit. Auch die Grenzen zu den

umgebenden Gneis-Glimmerschiefern sind durchwegs scharf. Anderseits ist die Form eklogitischer Gesteine recht wechselnd: Große basische Stöcke bilden die Hauptmasse und in diesem Zusammenhang sind auch die Übergänge zu Gabbros gebunden. Öfters sind es nur knollige Linsen im Gneis-Glimmerschiefer von zehn Meter bis Dezimeter Mächtigkeit. Es kommen auch scheinbar niveaubeständige, dünne Lagen von Dezimeter bis wenige Meter Mächtigkeit vor, die trotz der enormen Durchbewegung kilometerweit verfolgt werden können (Stainzer Plattengneis, *Beck-Mannagetta* 1947).

Für letztere Gesteine äußerte Herr Prof. Dr. Hans *Wieseneder* bei einer Diskussion (1958) seine Zweifel an der gabbroiden Herkunft der dünnen Gesteinslagen und eine Ableitung derselben von weiten Diabasergüssen und -tuffen für wahrscheinlicher. An diese Deutung wurde der Autor erinnert, wie er die neuen Aufschlüsse SW Görifastl in Wöllmisberg an dem neuen Güterweg fand. Die knolligen Lagen innerhalb eines Eklogit-Amphibolitbandes hatten gewisse Ähnlichkeiten mit Tuffbreccien in den Gurktaler Alpen, die er beim Kartieren fand. Weitere Anregungen gaben ihm die Deutungen *P. Bearth's* (1959) betreffs der Pillowlaven und ihre Umwandlung in Eklogite innerhalb von Glaukophanschiefern. Meinen Kollegen Herrn Dozent Dr. *G. Frasl* und Herrn *G. Fuchs* verdanke ich zuvorkommenderweise Weise die metamorphen Eruptivbreccien aus dem Tauerngebiet (Abb. 1 und 2). Aus der Betrachtung der Textur der metamorphen Eruptivbreccien und ihrem Mineralbestand ergeben sich daher gewisse Analogien, die eine Deutung der Eklogitbänder als metamorphe Eruptivbreccie möglich erscheinen lassen:

Den Eindruck geringster kristalliner Umwandlung von den drei Gesteinstypen erweckt der Stein von Herrn Dozent Dr. *G. Frasl:* Er wird als Agglomerat oder Tuffbreccie (Abb. 1) bezeichnet; Fundort: Nahe Kote 2311 zwischen Wildalm und Heuschartenkopf, südlich Neukirchen am Großvenediger.

Die hellen und dunklen Bruchstücke zeigen eine unvollständige Abrollung und besitzen scharfe Grenzen zur dunklen, schichtig-schiefrigen Grundmasse. Die kristalline Ausbildung wird makroskopisch durch die in der Schieferung und quer hiezu aufgesproßten Biotite gekennzeichnet. Der Wechsel in der Grundmasse von dichten schwarzgrünen und hellen getupften, gröberen Lagen läßt eine bereits primäre Schichtabfolge des Tuffmaterials vermuten. Die Biotite und selten Chlorite lassen ein Wachstum in der Streckungsrichtung erkennen, das zirka senkrecht zur Bildebene liegt. Die Verteilung des Brockenmaterials ist völlig unregelmäßig. Das dargestellte Bild (Abb. 1) zeigt verhältnismäßig wenig basische Brok-

ken, andere kleinere Bruchstücke lassen auch basisches Eruptivmaterial in größerer Menge erkennen. Zwei Dünnschliffe aus dem Agglomerat von Herrn Dozent Dr. *G. Frasl* wiesen folgenden Mineralbestand auf:

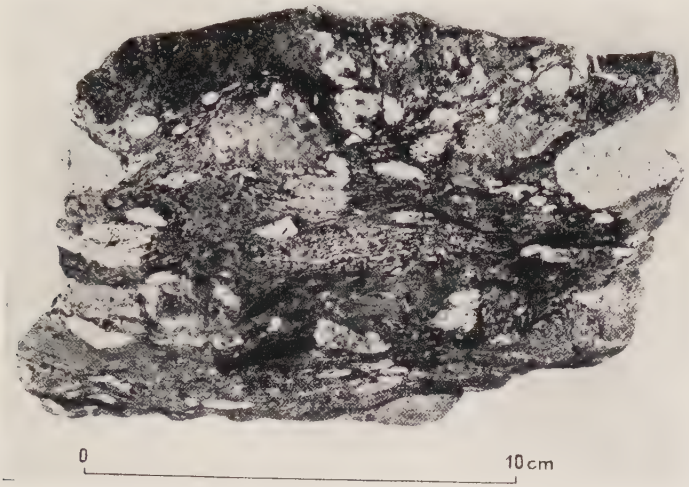


Abb. 1. *Agglomerat;* Nahe Kote 2311 zwischen Wildalm nahe Heuschartenkopf südlich Neukirchen am Großvenediger *(G. Frasl).*

Abb. 2. Pyroklastisches Gestein in Amphibolitfazies; Am Bach beider Dörfer Öd in 1275 m, östliche Granatspitzgruppe *(G. Fuchs).*

Die weißen Brocken bestehen aus einem feinen filzigen Gewebe von Zoisit und Albit. Einzelne größere Umrisse von Plagioklasen weisen auf ehemalige größere Zwillinge hin, die sich in ein Pflaster von Albit und Zoisit gänzlich umsetzen und keine „gefüllten Plagioklase" bildeten. Der Biotit quert die Schichten mit Klinozoisit und

Epidot in Körnerreihen; je dichter die Epidotlagen sich scharen, desto dunkler erscheinen sie. Eine schwache Pigmentierung verstärkt diese Schatteneffekte. Die lappigen, fetzigen Biotite sind oft fasrig lamelliert und zeigen keine jüngere Verbiegung an. Vereinzelt treten pleochroitische Höfe um Zirkonkörner auf. Auch Albit wird von Biotit umschlossen. Chlorit grenzt mit geraden Flächenrändern an Biotit. Nadeln und Körner blaustichiger Hornblende zeigen einen lichteren Kern mit einer Fülle von Zoisit und Albit; die äußere Schichte der Hornblende ist stärker gefärbt und einschlußfrei. Auch größere Epidotkörner sind zonar gebaut. Die Grenzen der hellen Brocken sind auch im Dünnschliffbild scharf und randlich durch stärkere Pigmentierung noch hervorgehoben. Gefüllte Albitrundlinge treten mit Chlorit und Biotit einzeln oder in Lagen auf. Ein Plagioklas-Großkorn zeigt eine enge Albitlamellierung (Altbestand) und ist teilweise randlich von einem einschlußarmen Albit umwachsen. Die dunklen Lagen zeigen niemals eine so scharfe Abgrenzung wie die hellen.

Ein zweiter Schliff von demselben Gestein zeigt eine mehr lentikuläre Textur, die vor allem die Grundmasse aufweist. Das helle Gerölle aus einer wirrfasrigen Masse aus Klinozoisit und Albit bestehend, in der lappig begrenzte Biotitporphyroblasten voller Klinozoisit-Einschlüsse aufsprossen, beherbergt auch größere gefüllte Plagioklase als die einzigen Altbestandsreste. In der mehr schiefrigen Masse außerhalb läßt sich ein straff geregelter feinkörniger Teil mit viel Epidot-Klinozoisit mit Albit und gut eingeregeltem Biotit von einem grobkörnigeren Teil unterscheiden, der keine so strenge Regelung zeigt. In letzterem tritt allein die Hornblende auf, teils in fransigen größeren Körnern mit farbschwachem Kern und kleinen Einschlüssen, teils in langen Spießen die ± parallel „s" eingeordnet sind. An der stärker pigmentierten Grenze zwischen beiden Teilen erscheinen einige größere Titanitkörner am Rande der Biotitzeilen. Die pyroklastische Natur des metamorphen Gesteines ist klar erkennbar und auch aus dem Mineralbestand der metamorphen Komponenten ableitbar.

Das Gestein aus der Granatspitzhülle (Abb. 2) des Herrn Kollegen Dr. *G. Fuchs* (1959) macht im vorhinein einen höher metamorphen Eindruck. Die kantengerundeten Brocken sind deutlich in „s" gelängt und ihre Begrenzung gegen die dunkle Grundmasse ist in Auflösung begriffen.

Der größere Anteil dunkler Bestandteile bewirkt eine mehr amphibolitische Ausbildung. Aus der ausführlichen Beschreibung von *G. Fuchs* (1959) wird nur das erwähnt, was die Ähnlichkeit oder den Unterschied zu dem Gestein der Habachserie bzw. zu den Eklo-

Abb. 3. Omphacitknollen in Zoisitamphibolit, zirka senkrecht zur Streckung geschnitten; —> Wölbung schräg zur Streckung; - - -> Streckung; Schliff Nr. 59—522; SW K. 749 in 67 om, neuer Güterweg SE Görifastl, N Teigitschgraben.

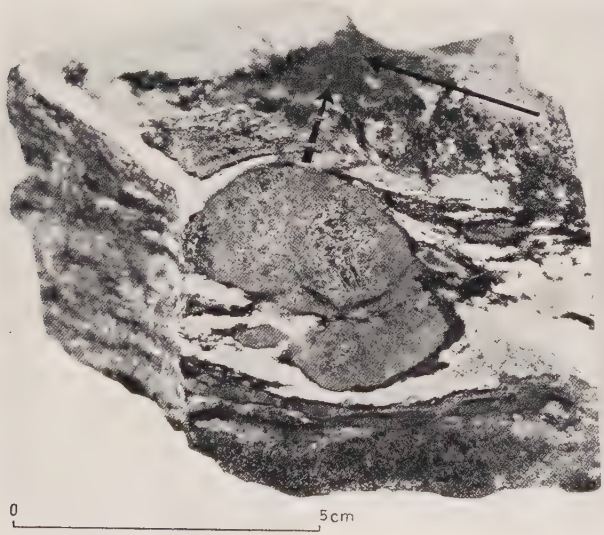


Abb. 4. Omphacitknollen in Zoisitamphibolit zirka parallel zur Streckung geschnitten; —> Wölbung schräg zur Streckung; - - -> Streckung; Schliff Nr. 59—522; SW K. 749 in 67 om, neuer Güterweg SE Görifastl, N Teigitschgraben.

giten des Wöllmißberges ausmacht. Ein nicht metamorpher Mineralbestand ist nur noch in Textur- und Strukturresten erkennbar. Von der ehemals braunen primären Hornblende ist nur das Erzgerüst nach den Spaltrissen der Hornblende erhalten geblieben. Die

proterogene Hornblende selbst ist gänzlich in die blaßgrüne umgewandelt worden und reliktische Plagioklase sind keine auffindbar.

Hier ruhen also dunkle und helle pyroklastische Brocken innerhalb einer mehr amphibolitischen Grundmasse, wie der An-Gehalt der Plagioklase erkennen läßt.

Der räumliche Abstand und die substanzielle Ähnlichkeit beider Tauerngesteine ist hinsichtlich ihrer hellen und dunklen Komponenten so weitgehend, daß eine Deutung der *Herkunft* aus *magmatischen Brockentuffen* oder Agglomeraten nicht zu bezweifeln ist.

Der Sprung zu den Gesteinen der nördlichen Koralpe ist jedoch ein so weiter, daß die Schlüsse aus den Ähnlichkeiten mit den vorhergenannten Gesteinen leider keine solche Eindeutigkeit zuläßt und damit eine andere Genese nicht ausgeschlossen sein soll. Immerhin ist eine mögliche Herkunftsdeutung aus der Ähnlichkeit der beigefügten Bilder (Abb. 3, 4, 5) und der Beschreibung der eklogitischen Gesteine nicht abzulehnen.

Hier sind die gut erhaltenen Knollen nicht die hellen, weißen Komponenten, sondern die grünen. Diese Knollen bestehen im Inneren aus 1—1·5 cm großen Omphaciten, die sich nach außen in die bekannte Symplektitdiablastik umsetzen. Auf Anraten des Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* hat Herr cand. min *F. Hofer* dankenswerterweise das Gestein und vor allem die Diablastik eingehend röntgenographisch untersucht, worüber ein Bericht anschließend folgt. Randlich wandelt sich der Symplektit in gemeine Hornblende um. Die Lagen von Hornblenden wechseln mit Zoisitstengeln schichtweise, wobei mehr in Hornblendennähe Granat lokal vereinzelt aufsproßt. Die weißen Zoisit-Quarzlagen sind völlig eingeregelt und besitzen keine Andeutung, die auf eine primär klastische Herkunft hinweist. Zwischen den Zoisitstengeln ist Quarz als Zwickelfüllung vorhanden. Teilweise eng verzwillingter Albit schaltet sich als dünne Haut zwischen Zoisit und Quarz meistens ein, wie wenn ein Reaktionssaum von Quarz zu Zoisit als Albithaut bestünde. Rutil bildet im schiefrigen Teil große Körner, die randlich in Titanit umgewandelt sind. Biotit grenzt nur an Albit; Muskowit auch an Quarz. Ein Biotit im Zoisitgefüge ist mit Albit parallel der Albitlamellierung verwachsen. Calzit tritt als sekundäre Bildung auf. Hornblende zeigt öfters elliptische Quarzeinschlüsse ohne einen Albitrand.

Herr cand. min. *F. Hofer* überreichte folgenden Bericht:

Die im Mineralogischen Institut durchgeführte röntgenographische Untersuchung, durchgeführt mit einem Philips-Röntgendiffraktometer, ergab für die einzelnen Lagen im Gestein folgende Mineralzusammensetzung:

Schwarze Streifen:	Hornblende, Granat
Weiße Lagen:	Zoisit, Quarz und wenig Granat
Grünliche Partien:	Omphacit, Granat und wenig Hornblende
Grünlich-graue Partien:	diopsidischer Augit, wenig Zoisit und auch Hornblende

Abb. 5. Omphacitknollen in Zoisitamphibolit; Schliff Nr. 60—13; SW K. 749 in 67 om, neuer Güterweg, SE Görifastl, N Teigitschgraben.

Es wurde auch eine Gesamtaufnahme des Gesteins durchgeführt, wobei folgende Mineralkomponenten festgestellt werden konnten:

Hornblende
Zoisit
2 verschiedene Augite (Omphacit und diopsidischer Augit)
Granat
wenig Quarz.

Die Reihenfolge entspricht dem quantitativen Auftreten der einzelnen Mineralkomponenten.

Eine eingehendere Untersuchung wurde der äußerst feinkörnigen grünlich-grauen Substanz gewidmet, die aus dem Gestein mit großer Sorgfalt herauspräpariert und einer Röntgen-Pulver-Aufnahme unterzogen wurde. Die Aufnahme wurde mittels eines Philips-Röntgendiffraktometers mit Cu-Strahlung ($\lambda = 1{\cdot}5405$) unter den Arbeitsbedingungen: 28 kVe/20 mA, Mittelwert $^1/_1$, Zeitkonstante 4 und der Winkelgeschwindigkeit $^1/_2{}^0$/min, durchgeführt.

Nachstehende Tabelle gibt eine Übersicht über die auftretenden Reflexe und gleichzeitig auch eine Zuordnung zu den bereits angeführten Mineralien.

sin 2ϑ	d	I	Mineral
10·45	8·45	10	Hornblende
19·00	4·66	4	Zoisit
20·00	4·44	10	Augit
22·00	4·04	12	Zoisit
24·10	3·69	2	Zoisit
27·35	3·26	3	Augit
27·65	3·22	21	Augit
27·95	3·19	27	Zoisit
28·50	3·13	20	Augit
28·75	3·10	4	Hornblende
29·85	2·99	100	Augit
30·25	2·95	28	Augit
30·95	2·89	29	Augit
31·50	2·84	2	Zoisit
32·75	2·73	1	Zoisit
33·10	2·70	9	Zoisit
35·00	2·56	37	Augit
35·70	2·51	12	Augit
37·75	2·38	5	Augit
39·25	2·29	13	Augit
40·70	2·21	8	Augit
41·95	2·15	17	Augit
42·45	2·13	15	Augit
43·00	2·10	11	Augit
44·40	2·04	8	Augit
45·00	2·01	10	Augit

Aus diesem Diagramm geht eindeutig hervor, daß in diesen Partien die Hauptmenge vom Augit, auf Grund von Vergleichsaufnahmen diopsidischer Augit, gebildet wird, daneben findet sich Zoisit und Hornblende, letztere dürfte nur um 1% liegen und aller Wahrscheinlichkeit nach von den angrenzenden Partien mit in das Präparat hineingekommen sein. Feldspat könnte eventuell auftreten, da die Linie der stärksten Intensität für Albit bei einem d-Wert

= 3·19 liegt, sich in diesem Falle aber mit dem stärksten Reflex des Zoisites deckt und die übrigen Reflexe des Albites so geringe Intensitäten aufweisen, daß sie in dem hier hergestellten Diagramm nicht auftreten können. Quarz, dessen Nachweisgrenze nach dieser Methode bei 0·5% liegt, konnte nicht aufgefunden werden. Der Quarz wurde nur in den weißen Zügen des Handstückes mit Zoisit vergesellschaftet aufgefunden.

Für die Möglichkeit, diese Untersuchungen im Mineralogischen Institut der Universität Wien zu erlauben, sei Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* herzlichst gedankt.

Diese Untersuchung *F. Hofer's* zeigt an, daß die normale Umsetzung des Omphacites in einen diopsidischen Augit mit Feldspat gewöhnlich in der Weise vor sich geht, wie dies *Kieslinger* (1928) schilderte. Dadurch regt sie zu einer Diskussion der Beobachtung und Deutung der Studie *A. Alker's* (1958) im Steinbruch von Wernersdorf in der südlichen Koralpe an, wo *Alker* eine symplektitische Verwachsung von Hornblende und Quarz beschreibt und röntgenographisch nachweist, die er als eine Diablastik, die dem Omphacit nachfolgt, beschreibt. Aus den Darstellungen ist zu entnehmen, daß es sich hiebei um einen Sonderfall der Omphacitumwandlung handelt, der nur lokal auftritt.

Unter der Führung von Herrn Dr. *A. Alker* mit Herrn Prof. Dr. *E. Wenk* hatte ich Gelegenheit den Steinbruch Wernersdorf kennen zu lernen und ein frisches Stück des Eklogites zu sammeln: Der Schliff (Nr. 60—158 der Schliffsammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien) zeigt keine derartige Ausbildung einer Hornblende-Diablastik. Die Omphacitkörner sind manchmal randlich in Umsetzung begriffen, doch ist noch keine richtige Diablastik entwickelt. Die Hornblende ist sehr hell lichtgrün bis farblos c / γ ca 24^0 und besitzt einzelne runde Quarzeinschlüsse bis sie von etlichen Quarzrundlingen durchsiebt wird. Quarz und Zoisit ist in gut ausgebildeten Körnern vorhanden. Eine sekundäre Bildung der Injektionszufuhr ist daraus nicht zu erkennen. Auch die Andeutung eines Reaktionssaumes aus Albit fehlt vollkommen. Hie und da besitzt der Quarz idiomorphe Rutilsäulchen als Einschlüsse; selten sind Zoisitsäulchen im Quarz orientiert eingeschlossen. Feldspat fehlt vollkommen. Eigenartig ist die zentrale Fülle der Granate mit Nadeln, Blättchen und Büschel, die *Alker* als Disthen bestimmen konnte. In der Struktur des meist idiomorphen Granates prägt sich auch eine parallel durch den ganzen Schliff verfolgbare Reihe von Absonderungsflächen aus, die manchmal auch die anderen Minerale ergreift. Quarz und Zoisit werden am wenigsten von diesen Querstreifen betroffen. Rutil weist außer schrägen Abteilungsflächen

gelegentlich unter 45° sich kreuzende feine Spaltrisse und hellere Streifen auf, die an die enge Gleitzwillingsstreifung des Titanites erinnert.

Das Schliffbild des Wernersdorfer Eklogitstückes zeigt einen wesentlich anderen Teil des Eklogites und die Herkunft vom gleichen Ort wird petrographisch allein durch den eigentümlich gefüllten Granat erwiesen. Granat nimmt zirka 40% des Schliffes ein und damit ist auch eine starke Abweichung von den knolligen Eklogit-Amphiboliten des Wöllmißberges gegeben. Die diablastischen Verwachsungen des Symplektites der Omphacitknollen des Wöllmißberges beruht nach den Feststellungen *F. Hofer's* aus diopsidischen Augit und vermutlich Feldspat, keinesfalls aus Quarz. Die Durchdringung im Symplektit von Augit und Feldspat ist sehr ähnlich der Abbildung *A. Alker's* (1958, Abb. 2) und erinnert an die eutektischen Entmischungen bis spätmagmatischen autometamorphen Myrmekitbildungen der Granite.

Für wesentlich erachte ich, daß man erkennen kann, daß in Abb. 3 und 4 die Omphacit-Symplektitknollen nicht stets völlig in die Lineation eingeregelt sind, sondern eine Knolle einen deutlichen Buckel in der Streckung erzeugt, der zirka 40° von dieser abweicht. Die Streckung entspricht der Plattengneistektonik, die in dieser Gegend zirka 20° gegen NNE weist.

Zusammenfassung

Der Befund von Mineralbestand und Textur einiger eklogitischer Gesteine aus der nördlichen Koralpe lassen eine vermutliche Herkunft aus pyroklastischem Material erwarten. Als gemeinsames Merkmal mit nachweislichen Tuffbreccien der Tauern-Schieferhülle ist die Trennung in Lagen von dunklem oder hellem Material anzusehen, wobei ersteres Knollen besitzt, die teilweise dem Gefüge nicht völlig eingeordnet wurden. Die hellen Lagen zeigen zwar keine knollige Textur an, aber ihr Mineralbestand aus Zoisit, Plagioklas (und Quarz) zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit den hellen Bruchstücken der metamorphen Brockentuffe der Hohen Tauern.

Unterschiede ergeben sich aus dem Grade der Metamorphose, weshalb die dunklen Knollen aus Omphacit mit Symplektit bestehen, während die Grundmasse amphibolitische Zusammensetzung aus Hornblende, Zoisit, Plagioklas, Quarz, Rutil, Titanit und Granat besitzt. Die grünen Knollen haben im Inneren größere Omphacitkörner, die sich randlich in einen breiten Symplektitsaum umsetzen, den Herr cand. min. *F. Hofer* untersuchte. Nach der zum Vergleich herangezogenen Beschreibung der eklogitischen Ausbildung von Pillowlaven in den Westalpen von *P. Bearth* (1959) ergeben

sich in der Größe der Körner Differenzen, denn es werden die eklogitischen Bildungen als feinkörniger gegenüber den grobkörnigeren Glaukophanschiefern dargestellt. Die Eklogite werden als wasserfreie Nebenentwicklung innerhalb der Glaukophanschiefer-Fazies gedeutet. Eine analoge genetische Deutung verdienen die Funde von Mangan-Olivin in einem Mangan-Epidot-Grünschiefer nach *G. Horninger* (1954) in der Tauernschieferhülle von Kaprun. Derartige mineralogische Abweichungen infolge des Wassergehaltes lassen das sporadische Auftreten einer scheinbar höher metamorphen Fazies als metamorphe Entwicklungsreihe mit wasserarmen (eklogitischen) und wasserreichen (amphibolitischen) Gliedern nebeneinander verständlich erscheinen, wobei die wasserreichere Abart stets als „jüngere Bildung" den Eindruck einer sekundären (diaphthoritischen) Umwandlung der wasserarmen Bestandteile hervorruft.

Demnach könnten die nur in kleinem vereinzeltem Ausmaße beobachtbaren Eklogite des Koralmkristallins (*Angel* 1940) sowohl aus gabbroiden Tiefengesteinen (*Kieslinger* 1928, *Weber* 1941, *Alker* 1958), wie auch aus Ergußgesteinen *(Wieseneder)* als wasserarme Abart der metamorphen basischen Gesteine innerhalb der venitischen Metamorphose des gesamten Kristallisationsherdes gedeutet werden. Für eine solche Deutung spricht auch der Mineralbestand der Gneise, die nur einer Amphibolit- und keiner Eklogitfazies anzuschließen sind. Die während der Metamorphose mobilisierten Säfte haben entsprechend ihres wasserreichen Bestandes im allfälligen Kontakt mit den eklogitischen Gesteinen eine sekundäre Amphibolitisierung hervorgerufen, die — regional gesehen — von *Kieslinger* (1928) als „Tiefendiaphthorese", von *Angel* (1940) als „verbundener Gleichgewichtswechsel" und nun als „venitisch beeinflußte basische Entwicklungsreihe der Koralmkristallisation" gedeutet werden kann.

Der pyroklastischen Deutung von Koralpen-Gesteinen (Abb. 3, 4, 5) steht die einer metamorphen Differentiation gleichwertig entgegen und man kann diese Ausdeutungen den verschiedenen Beobachtern überlassen, welcher Anschauung im gegebenen Falle der Vorzug zu geben ist.

Literatur

Alker, A., Die Diablastik im Eklogitamphibolit von Wernersdorf bei Wies/Steiermark. Joann. Min. Mitt.blatt, Heft 2, Graz 1952, 110—113. — *Angel, F.*, Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz (1940), 251—304. — *Angel, F.*, Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min. Abh., Bd. *91*, Stuttgart 1957, 151—192. — *Bearth, P.*, Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe

Pillowlaven. Schw. Min. petr. Mitt. Zürich, Band *39* (1959), 267—286. — *Beck-Mannagetta, P.,* Zur Tektonik des Stainzer- und Gamser Plattengneises in der Koralpe (Steiermark). Jb. d. GBA. Wien, Band *90* (1945, Wien 1947), 151—180.

Beck-Mannagetta, P., Die wurzellose, venitische Metamorphose des Koralpenkristallins. Akad. Anz. Wien, Band *86* (1949), 10—12. — *Frasl, G.,* Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. J. d. GBA. Wien, Band *101* (1958), 323—472. — *Fuchs, G.,* Über ein pyroklastisches Gestein aus der Granatspitzhülle (Hohe Tauern). Verh. d. GBA. Wien (1959), 145—148. — *Hahn-Weinheimer, P.,* Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). N. Jb. Min. Abh., Band *92,* Stuttgart 1959, 203—278. — *Horninger, G.,* Manganminerale vom Moserboden bei Kaprun. Tsch. Min. Petr. Mitt. NF. III, Band *5,* Wien 1954. 48—69. — *Kieslinger, A.,* Geologie und Petrographie der Koralpe. VII. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat.-Kl. Abt. 1, Band *137,* Wien 1928, 401—454. — *Kümel, F.,* Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. Tsch. Min. Petr. Mitt., Band *49,* Leipzig 1937, 415—440. — *Weber, A.,* Gabbro und Gabbroabkömmlinge von der Koralpe (Steiermark). Zbl. f. Min. usw. Abt. A (1941), 209—216. — *Wieseneder, H.,* Zur Kenntnis der alpinen Eklogite. Tsch. Min. Petr. Mitt., Band *45,* Leipzig 1934. 469—471.

Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke

Von

H. Wieseneder, Wien

(Eingegangen am 8. Juni 1960)

Die Gesteinsbezeichnung Grauwacke stammt aus dem Harz und taucht vor etwa 100 Jahren in der geologischen Literatur auf. Ursprünglich verstand man darunter paläozoische psammitische Gesteine von dunkler Farbe, starker Verfestigung, geringer Abrundung der Komponenten, einem hohen Gehalt an Gesteinsbruchstücken sowie einem primären pelitischen Bindemittel von der Zusammensetzung eines Tonschiefers.

Auch in den Alpen wurden Gesteine ähnlichen Aussehens in großer Ausdehnung festgestellt; dies führte zur Abtrennung der vorwiegend paläozoischen „Grauwackenzone". Nach *Cornelius* (1952) dürfte das in Österreich nicht heimische Wort „Grauwacke" durch norddeutsche Bergleute importiert worden sein. Über den Bergbau ist es dann in die geologische Literatur der Alpen eingedrungen. Bis in die dreißiger Jahre faßte man in den Alpen alle vermutlich altpaläozoischen Psammite und Blastopsammite als Grauwacken zusammen. Unklarheiten in der Definition veranlaßten verschiedene Autoren, darunter auch Cornelius (1952), den Gebrauch dieses Gesteinsnamens abzulehnen; doch wie *Dunbar* und *Rodgers* (1958) feststellten: „. . . the name has refused to die, . . .".

In den beiden vergangenen Jahrzehnten ist die Grauwacke nach petrographischen Gesichtspunkten redefiniert worden und hat ihre stratigraphisch orientierte Kennzeichnung verloren. Wenn wir uns an *Pettijohn* (1957) halten, so verstehen wir unter Grauwacken psammitische Gesteine mit mehr als 25% unstabilen Komponenten (Gesteinsbruchstücken und Feldspat) sowie einer primären Matrix, die mindestens 15 Vol.% des Gesteins beträgt. Geringere Abrundung der Komponenten sowie mangelhafte Sortierung und Orientierung derselben sind überdies charakteristisch. Der Autor betont auch die starke Rekristallation des Zwischenmittels, in dem Chlorit, Albit, Epidot, Quarz und Sericit als Neubildungen auftreten.

Für die Entstehung der Grauwacken und der in mancher Hinsicht ähnlichen Flyschsandsteine wird von *Kuenen* (1956), *Pettijohn* (1958) und vielen anderen Autoren ein Transport und Ablagerungsmechanismus angenommen, der unter der Bezeichnung „turbidity currents" (Trübungsströme) bekanntgeworden ist. Es handelt sich hierbei darum, daß die im Küstenbereich abgelagerten Sedimente vielfach mechanisch instabil sind. Durch submarine Rutschungen, Erdbeben oder Sturmfluten können diese psammitisch-pelitischen Lockermassen in Suspension gebracht werden. Die so entstandenen „Schlammwolken" können gleich riesigen submarinen Staublawinen in tiefere Meeresräume gleiten. Infolge ihrer anfänglich höheren Geschwindigkeit entfalten sie zunächst eine mehr oder weniger starke Erosionswirkung. Mit der Verringerung der Geschwindigkeit beginnt die Sedimentation, vergleichbar jener, die sich in einem Schlämmzylinder aus einem polydispersen Korngemisch vollzieht. Das heißt, daß das pelitische Material in der abgelagerten Schicht von unten nach oben in gleichem Maße vertreten ist, während die Sandfraktion nach oben zu ihre Korngröße vermindert. Die primäre Porosität solcher Ablagerungen ist gering, da die Lücken zwischen den größeren Teilchen vom pelitischen Zwischenmittel ausgefüllt sind. Durch diese Art der Sedimentation entsteht ein geopedales Gefüge, das als „graded bedding" (gradierte Schichtung) bezeichnet wird. Durch die episodenhafte Wiederholung dieses Vorganges entstehen rhythmische Schichten im Meterbereich. Von *Kuenen* wird diese Art der Sedimentation als Ursache der charakteristischen lithologischen Entwicklung von Flyschserien und Grauwacken angesehen. An den feinkörnigen Obergrenzen der gradierten Schichten sind häufig Fließmarken zu beobachten (flute casts), deren Entstehung mit der auskolkenden Wirkung eines Trübungsstromes hinter Hindernissen in Zusammenhang steht. Die flute casts weisen charakteristische Stromlinienformen auf; ihre Größe steht nach unseren Erfahrungen im Zusammenhang mit der Korngröße des darüber folgenden Sandpakets. Diese Hohlformen sind mit dem Sand der hangenden Schicht ausgefüllt, und es ist leicht, mit ihrer Hilfe das stratigraphisch Hangende und Liegende in einer Schicht festzustellen, auch wenn diese gefaltet ist. Manche Autoren zählen auch mäßig verfestigte Sedimente, sofern ihre mineralogische Charakteristik entspricht, zu den Grauwacken. So reiht *Füchtbauer* (1959) bestimmte Molassesandsteine in die Grauwacken ein.

Mit diesem Vorgang können wir uns aber nicht einverstanden erklären.

Die Bezeichnung Grauwacke sollte auf jene Gesteine beschränkt bleiben, deren Zwischenmittel eine Rekristallisation erfahren hat.

Erst dies verleiht den Grauwacken ihr typisches Aussehen und mechanisches Verhalten, wie wir es von den typischen Vorkommen des Harzgebirges kennen. Für die Gesteine ähnlicher Zusammensetzung mit noch wenig verändertem Bindemittel schlagen wir, in Anlehnung an *G. Fischer* (1933), die Bezeichnung Wackensandstein vor. Der genannte Autor versteht unter Wacken Sedimentgesteine mit schlechter Konsortierung. Das Verhältnis der Wackensandsteine zu den Grauwacken ist ähnlich wie das der frischen Ergußgesteine zu ihren anchimetamorphen Äquivalenten. Als Beispiel möge der Vergleich Rhyolith — Quarzporphyr dienen. Die nachfolgende Tabelle gibt die wichtigsten vorgeschlagenen Gesteinsbezeichnungen wieder.

Quarzgehalt	< 75%		75–95%		> 95%
	mehr Gesteinskomponenten als Feldspat	mehr Feldspat als Gesteinskomponenten	mehr Gesteinskomponenten als Feldspat	mehr Feldspat als Gesteinskomponenten	
primäres Bindemittel > 15%	lithischer Wackensandstein	Feldspatwackensandstein	lithoider Wackensandstein	feldspatführender Wackensandstein	Quarzwackensandstein
primäres Bindemittel < 15%	lithischer Sandstein	Arkose	lithoider Sandstein	feldspatführender Sandstein	Quarzsandstein Quarzit

Es darf darauf hingewiesen werden, daß *Williams, Turner* und *Gilbert* (1958) eine ähnlich geartete Unterscheidung von Wacke und Grauwacke vornehmen. Ebenso weisen *Dunbar* und *Rodgers* (1957) auf die charakteristische starke Diagenese der Grauwacken hin, die bereits Anklänge an die Metamorphose zeigt. Auch die Bezeichnungen Quarzwackensandstein und Quarzgrauwacken sind erforderlich, um jene häufigen Felsarten zu charakterisieren, die vorwiegend Quarzdetritus in einer pelitischen Matrix enthalten.

Die Gesteine der Silbersbergserie bei Gloggnitz sind Blastopsammite. Ihr Grundgewebe ist unter den Bedingungen der Grünschieferfazies kristalloblastisch erneuert worden. Soweit sie klastische Komponenten enthalten, sind sie als Grauwackenphyllite zu bezeichnen. Es erscheint wichtig, daß es gelang, graded bedding in diesen Gesteinen nachzuweisen. Nach den bisherigen Untersuchungen wird man die Silbersbergserie wahrscheinlich als metamorphen Flysch

deuten dürfen. Die Einschaltungen von Grünschiefern, Riebeckitgneisen und Blasseneckporphyroiden lassen sich mit der geosynklinalen „Spilit-Keratophyr Assoziation" nach *Turner* und *Verhoogen* (1960) vergleichen.

Literatur

Boswell, P. G. H., The Term Graywacke. Journal of Sedimentary Petrology. *30* (1960) 154—157. — *Cornelius, H. P.*, Die Geologie des Mürztalgebietes. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Sonderband 2—4, 1—94, Wien 1951, 1952. — *Dunbar, C. O.*, und *J. Rodger*, Principles of Stratigraphy. New York-London, 1957. John Wiley & Sons, Inc., Chapman & Hall Ltd. — *Fischer, G.*, Die Petrographie der Grauwacken. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, *54* (1933), 320—343. — *Füchtbauer, H.*, Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle, Hamburg 1959, *12*, 605—613. — *Huckenholz, H. G.*, Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Gesteinen der Tanner Grauwacke. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, *6* (1959, 261—268. — *Kuenen, P. H.*, und *J. H. Sanders*, Sedimentation Phenomena in Kulm and flötzleeres Graywacke and Oberharz, Germany. Am. Journal of Science, *254* (1956), 649—671. — *Pettijohn, F. J.*, Sedimentary Rocks. Harper & Brothers, 2. Aufl., New York 1957. — *Turner, F. J.*, und *J. Verhoogen*, Igneous and Metamorphic Petrology. 2. Aufl., Mc. Graw-Hill Book Co, Inc. New York-Toronto-London 1960. — *Williams, H., Turner, F. J.*, und *Ch. M. Gilbert*, Petrography. W. H. Freseman and Co., San Francisco 1958.

Literatur: Neue Bücher

Technische Petrographie von Erzeugnissen der Feuerfest-, Feinkeramik- und Bindemittelindustrie. Von *D. S. Beljankin, B. W. Iwanow* und *W. W. Lapin*. Übersetzung aus dem Russischen. Mit 216 Abb., XVI, 454 S. Wiesbaden: Bauverlag GmbH. Berlin: VEB Verlag Technik. 1960. Kunstleder DM 44.—.

Die Verfasser verstehen unter technischer Petrographie die Kunde von der mineralogischen Zusammensetzung, den Eigenschaften und den Entstehungsbedingungen künstlicher Steine. Es handelt sich hierbei um anorganische, vorwiegend oxydische Feststoffe, die als Produkte technischer Vorgänge entstehen.

Besonderes Gewicht wird auf die Anwendung der in der Gesteinskunde üblichen mikroskopischen Untersuchungsmethoden gelegt, während die chemischen und röntgenologischen Methoden sowie die Differentialthermoanalyse nur gestreift werden. Die Untersuchungsmethodik selbst wird in dem Buch nicht behandelt.

In einer kurzen Einleitung werden die für die technischen Gesteine wichtigsten Ein-, Zwei- und Dreistoffsysteme besprochen. Der Inhalt des Werkes ist in drei Abschnitte gegliedert: feuerfeste Erzeugnisse, feinkeramische Werkstoffe und Bindemittel (Zement und Gips). Dem Rohmaterial und seinen Eigenschaften wird nur gelegentlich einige Aufmerksamkeit geschenkt, das Hauptaugenmerk ist vor allem den Mineralphasen der technischen Produkte sowie ihrer Entstehung und Veränderung beim Brennen zugewendet. Steine, die bei ihrer Verwendung einer starken Hitzeeinwirkung (Hochöfen usw.) ausgesetzt sind, erleiden im Laufe der Zeit verschiedene mineralogisch erfaßbare Veränderungen, die ziemlich eingehend geschildert sind.

Zahlreiche Hinweise gelten der Qualität der Erzeugnisse in ihrer Abhängigkeit vom Rohmaterial.

Von den feuerfesten Materialien werden Silikaterzeugnisse mit verschiedenen Bindungen, Schamottesteine und sonstige Spezialerzeugnisse besprochen.

Den Produkten aus gebranntem oder geschmolzenem Magnesit ist ein eigenes Kapitel gewidmet. Die Untersuchung des Brennvorganges, der Mineralbestand und das Gefüge der feuerfesten Magnesitsteine sowie deren Verhalten bei thermischer Beanspruchung werden ausführlich geschildert. Feuerfeste Produkte aus Dolomit werden ebenfalls behandelt.

Ziemlich kurz ist dagegen die Besprechung des Porzellans geraten, sie umfaßt nur den halben Umfang des nachfolgenden Kapitels über feinkeramische Erzeugnisse aus Talk.

Der Abschnitt „Bindemittel" ist fast ausschließlich dem Zement gewidmet. Die mineralogische Zusammensetzung der Zementklinker und der Abbindevorgang des Zements werden eingehend behandelt. Ein Kapitel über Gipsbindemittel beschließt das Buch.

An die in dem besprochenen Buche behandelten Werkstoffe werden heute sehr hohe Anforderungen gestellt, denen die Industrie mit einer ständigen Verbesserung ihrer Produkte nachzukommen trachtet. Man darf daher von dieser gedrängten Übersicht nicht mehr erwarten, als der Titel verspricht: nämlich eine Mineralogie und Petrographie der behandelten technischen Produkte. Es ist be-

merkenswert, daß ungefähr 90% der sehr umfangreichen Literaturangaben sowjetrussischer Herkunft sind. Es ist offensichtlich, daß hier auf das westliche Schrifttum zum großen Teil bewußt verzichtet wurde. Für die Spezialisten der einschlägigen Industrien wird das Werk eine willkommene Quelle für die sonst schwer zugängliche sowjetische Fachliteratur sein, aus der manche wertvolle Anregung geschöpft werden kann.

H. Wieseneder, Wien

Ozeane Salzlagerstätten. Grundzüge der Entstehung und Metamorphose ozeaner Salzlagerstätten sowie des Gebirgsverhaltens von Salzgesteinsmassen. Von *Hermann Borchert*. Mit 31 Textabb. und 3 beigelegten Gleichgewichtsdiagrammen, VIII, 237 S. Berlin-Nikolassee: Gebrüder Borntraeger. 1959. Geb. DM 48.—.

Es ist erfreulich, daß sich Verfasser nach einer Pause von fast 20 Jahren entschlossen hat, seine gegenüber dem 1940 erschienenen Werk „Die Salzlagerstätten des Deutschen Zechsteins" erweiterten Erfahrungen, allgemeiner gehalten und auf Lagerstätten außerhalb des Zechsteins ausgedehnt, in einem erweiterten Buch niederzulegen. Mit seinen 19 Kernteilen ist das Buch reich gegliedert, da zu bedenken ist, daß von der Seitenzahl 53 Seiten auf das sehr vollständige Literaturverzeichnis (rund 1000 Nummern unter Mitberücksichtigung der neueren wichtigsten Beiträge von Forschern aus der Sowjetunion) und das Autoren- und Sachregister entfallen.

Etwa die Hälfte des Kernstückes gilt den Ausscheidungen der Meeressalze unter den verschiedenen chemischen, physikalisch-chemischen und thermischen Bedingungen, dem Einfluß der Tektonik, der fortschreitenden und rückschreitenden Metamorphose im Bereich der marinen Salzlagerstätten und der Klärung der verschiedenen Mineralparagenesen und des Fazieswechsels (mit und ohne Zufuhr von Laugen aus beiden Richtungen). Auch die typischen Metasomatosen und Kluftfüllungen finden in der Folge Berücksichtigung. Vor allem der Studierende wird bedauern, daß nirgends im Buch der Stoffbestand der genannten Mineralien angeführt wird. Weiters folgen unter anderem vergleichende Kapitel über die verschiedenen Salzlagerstättentypen unter Einbeziehung der kontinentalen Salzlagerstätten, über die Zusammenhänge zwischen Salz- und Erdölvorkommen, Salztektonik und Gebirgsmechanik von Salzlagerstätten.

In einem Schlußwort betont Verfasser die Schwierigkeiten, ja die Unmöglichkeit, alle die zahlreichen, für die Klärung der Ausbildung der Salzlagerstätten heranzuziehenden Fachgebiete voll zu überblicken.

Mit der vor drei Jahren erschienenen Neuauflage des Werkes „Steinsalz und Kalisalze, I. Teil" von *F. Lotze* (Besprechung in dieser Zeitschrift, Bd. 7, 1960, S. 141) schlägt sich *Borcherts* Buch nicht, weil das Buch von *F. Lotze* viel stärker nach der geologischen Seite hin orientiert ist. Mit seinen vielen Anregungen nach den verschiedensten Richtungen hin wird das zwar sparsam, aber instruktiv bebilderte (meist Profile und Diagramme), bestausgestattete Buch viel Anklang finden.

F. Machatschki, Wien

Allgemeine Mineralogie. Von *R. Brauns* †. Zehnte, erweiterte Auflage der „Mineralogie", bearbeitet von *K. F. Chudoba*. (Sammlung Göschen: Band 29.) Mit 120 Textabb., 1 Tafel, 3 Tab., 120 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1958. DM 3.60.

Spezielle Mineralogie. Von *R. Brauns* †. Zehnte, erweiterte Auflage der „Mineralogie", bearbeitet von *K. F. Chudoba*. (Sammlung Göschen: Band 31/31 a.) Mit 125 Textabb., 4 Tab., 170 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1959. DM 5.80.

Innerhalb von vier Jahren mußte der Verlag bereits darangehen, eine neue Auflage der in weiten Kreisen so beliebten Bände herauszugeben. In der nun vorliegenden zehnten, erweiterten Auflage hat sich *K. F. Chudoba* der Mühe unterzogen, einige für das Fachgebiet wesentliche Kapitel, kurz zusammengefaßt, einzufügen. Hier wäre im Band „Allgemeine Mineralogie" unter anderem zu erwähnen: Die stereographische Projektion, ferner Hinweise auf die Wärmeeigenschaften der Kristalle, mikrochemische Methoden sowie Spektralanalyse. Verhältnismäßig ausführlich wird ein Kapitel über Differentialthermoanalyse behandelt. Zur Illustration dieses Abschnittes werden einige DTA-Kurven von Mineralien aus Tonen angeführt. Unberücksichtigt bleibt auch in dieser Auflage die Optik, der ja ein eigener Band aus der Göschenreihe gewidmet ist. Erwähnt wird nur kurz die Möglichkeit, aus dem optischen Verhalten eines Kristalles die Zugehörigkeit zu einem Kristallsystem festzustellen. In der Neuauflage wurde die Zahl der Abbildungen vermehrt.

Im Band „Spezielle Mineralogie" bleibt die systematische Anordnung nach chemischen Gesichtspunkten bestehen. Die Einteilung der Silikate erfolgt auf Grund ihrer Struktur. Eine Einordnung des Rhodonites zu den Ringsilikaten hätte vermieden werden können. Viele Mineralgruppen sind bedeutend ausführlicher behandelt worden. So umfaßt die XI. Klasse außer den Phosphaten auch die Arsenate und Vanadate. Ferner sind die Uranmineralien über den Uranitit hinaus berücksichtigt. Die Kaolin- und Montmoringruppe befinden sich ebenfalls unter den in dieser Auflage zusätzlich erwähnten Mineralien. Die optischen Daten der besprochenen nichtmetallischen Mineralien finden sich in Tab. 1. Tab. 2 behandelt die wichtigsten mineralischen Rohstoffe der Elemente, Tab. 3 die wichtigsten Schmuck und Edelsteine und Tab. 4 die synthetischen Schmucksteine. Auch in diesem Band wurde die Zahl der Abbildungen (von 105 auf 125) erhöht. Es ist zu erwarten, daß auch diese Bände eine rasche und vor allem weite Verbreitung erlangen.

E. Kahler, Wien

Brockhaus Taschenbuch der Geologie: Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Mit einem ABC der Geologie. Zweite Auflage. Mit 229 Abb., 44 Tab., 45 Tafeln und einer Formationstabelle, 772 S. Leipzig: VEB F. A. Brockhaus Verlag. 1959. DM 13.80.

Die erste Auflage dieses Werkes, das unter Mitwirkung zahlreicher bekannter Fachgelehrter entstand, war bald vergriffen, da ein starkes Bedürfnis nach einem geologischen Lexikon in deutscher Sprache bestand. Nunmehr ist die zweite, teilweise ergänzte Auflage erschienen. Es ist als Nachschlagewerk und Lehrbuch gedacht und wendet sich an alle, die mit geologischen Fragen in Berührung kommen.

Im ersten Abschnitt wird der Aufbau und die Zusammensetzung der Erde sowie die Entstehung der Gesteine besprochen. Einige genetisch wichtige Gesteine scheinen uns zu fehlen: Anorthosit, Tholeiit, Charnockit, Khondalit. Die Definition der Grauwacke als „grauer Sandstein des Paläozoikums" ist unvollständig und veraltert. Es folgt weiter eine Darstellung der Wirkung der exogenen und endogenen geologischen Kräfte und ihres Einflusses auf die Gestaltung der Erdkruste. Hier vermissen wir einen Hinweis auf die Bedeutung der Trübungsströme (turbidity currents) für die Sedimentation im Bereich der Tiefsee. Auch sollte die Bedeutung der Thermodynamik für die Erklärung der geologischen Vorgänge nicht außer acht gelassen werden. Eine Übersicht der geotektonischen Hypothesen schließt die einleitenden Kapitel ab.

Die historische Geologie bildet den Hauptteil des Buches und wird mit einer Entwicklungsgeschichte des Lebens abgeschlossen. Mit *Stille* nimmt man an, daß die Erde gegenwärtig einen Zustand vollständiger Konsolidierung erreicht hat. Durch die ozeanographischen Untersuchungen des Lamont-Institutes, N. J., konnte jedoch eine rezente Geosynklinale am Ostrande der Vereinigten Staaten festgestellt werden, so daß diese Auffassung revisionsbedürftig ist.

Die angewandte Geologie und die technische Gesteinskunde werden stark berücksichtigt. Den geologischen Karten, dem geologischen Kartieren sowie der Isotopengeologie und der Geschichte der Geologie sind ganze Kapitel gewidmet.

Wertvoll und nützlich ist das ABC der Geologie, das in alphabetischer Anordnung eine sachliche Erklärung der geologischen Fachausdrücke gibt.

Es ist für den Referenten erfreulich, daß die von ihm aufgestellten Reihen zunehmender Stabilität der Schwermineralien gegen Verwitterung und Diagenese übernommen wurden — allerdings ohne Quellenangabe.

H. Wieseneder, Wien

Petrographie. Von *W. Bruhns.* Neubearbeitet von *P. Ramdohr.* Fünfte, erweiterte Auflage. Mit 10 Figuren, 141 S. (Sammlung Göschen: Band 173.) Berlin: Walter de Gruyter & Co. 1960. DM 3.60.

Die vorliegende fünfte Auflage des beliebten Bändchens ist gegenüber den vorhergehenden um ein Drittel des Umfanges erweitert. Es ist schwierig, auf so engem Raum Entstehung und Einteilung der Gesteine darzulegen, so daß nur eine kurze Übersicht über die Grundtatsachen der Gesteinskunde geboten werden kann. Für die Qualität des Inhaltes bürgt der Name des Autors. Nach einer kurzen Schilderung der petrographischen Untersuchungsmethoden werden die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien besprochen. In der Einteilung der Erstarrungsgesteine folgt der Autor im wesentlichen *Rosenbusch,* dem Altmeister der deutschen Petrographen. Die wohl heute mehr in Gebrauch stehende Klassifikation der Eruptivgesteine auf quantitativer mineralogischer Basis von *Tröger* wird nur kurz erwähnt. Die Einteilung der Ergußgesteine in jungvulkanische und altvulkanische wird heute vielfach abgelehnt; die Bezeichnung „altvulkanisch" wird wohl besser durch „anchimetamorph" ersetzt. Die Gesteinsbezeichnung „Diabas" wird heute meist als Strukturbegriff aufgefaßt. Verwitterung, Entstehung und Einteilung der Sedimentgesteine nehmen den mittleren Abschnitt des Bändchens ein. Die neueren Versuche der Einteilung der klastischen Sedimente nach Sortierung und Reifegrad konnten wohl infolge des geringen Umfanges des Büchleins keine Berücksichtigung finden. Zum Schluß werden die wichtigsten Vertreter der kristallinen Schiefer besprochen. Nur durch die souveräne Beherrschung der Materie durch den Autor war es möglich, das wichtigste aus der Fülle des Materials herauszugreifen und die grundlegenden theoretischen Vorstellungen über die Gesteinsbildung auf so engem Raume unterzubringen. Das Bändchen ist besonders für Lehrer, Mineraliensammler und alle jene geeignet, die sich einen Einblick in die Grundtatsachen der Petrographie verschaffen wollen.

H. Wieseneder, Wien

Vector Space and its Application in Crystal-Structure Investigation. Von *Martin J. Buerger.* Mit 186 Abb. im Text, 31 Tab., XIV, 347 S. New York: John Wiley and Sons, Inc. 1959. Ganzleinen $ 12.—.

In der Kristallstrukturbestimmung bzw. Bestimmung der Elektronendichteverteilung kommt es im Grunde genommen darauf an, die Phasen der Röntgen-

beugungsreflexe zu finden. Die Lösung dieses Problems kann auf verschiedenen Wegen erreicht werden.

1. Durch „trial and error" im Kristallraum, 2. auf analytischem Wege im reziproken Raum und 3. auf geometrischem Wege im Vektorraum. Dieses Buch gibt über den letzten Weg erschöpfend Auskunft. In 15 Kapiteln (347 Seiten) und an Hand von 186 Textabbildungen wird dies, in der für den Autor üblichen Art, glänzend und, für den an der Strukturbestimmung Interessierten, in verständlicher Weise dargestellt.

Die Kapitel lauten:

Das Phasenproblem in der Röntgenkristallographie (4), Die Pattersonfunktion (24), Einige frühere intuitive Anwendungen der Pattersonbilder (10), Weitere Theorie der Pattersonfunktionen (24), Pattersonfunktion für spezielle Fälle (13), Pattersonprojektionen von symmetrischen Kristallen (51), Harkerschnitte und Implikationstheorie (48), Sätze von diskreten Punkten und ihre Vektorsätze (16), Symmetrie des Vektorraumes (19), Theorie der Bildsuchfunktionen (33), Überlagerungsfunktionen (16), Die Anwendung von Bildsuchfunktionen auf Projektionen (21), Die Anwendung von Bildsuchfunktionen in 3 Dimensionen (18), Substrukturen (14), Rückschau (5), Inhaltsverzeichnis (16). Jedem dieser Kapitel ist ein Literaturverzeichnis angeschlossen. Dieses dritte Buch *Buergers* schließt eine Lücke in der Fachliteratur. Druck und Ausstattung sind vorzüglich.

A. Preisinger, Wien

Bulletin of the Geological Survey of Great Britain, No. 16. Mit zahlreichen Textabb., V, 178 S. Department of Scientific and Industrial Research. London: Her Majesty's Stationery Office. 1960. Brosch. £ 1/0/0.

Der 178 S. starke Band (12 Tafeln) enthält unter anderem einen längeren Artikel von *W. Mykura* über die Verdrängung von Kohle durch Kalkstein im *Ayrshire*-Kohlendistrikt und einen Bericht desselben Autors über die magmatischen Gesteine des Unteren Old Red-Sandsteines der Pentland Hills. — Einem Artikel von *P. A. Sabine* über die Geologie der schwer zugänglichen kleinen Insel *Rockall* (Nordatlantik westlich der Hebriden) folgen einige Bemerkungen über Unsicherheiten und Ungenauigkeiten, die sich bei Universaldrehtisch-Messungen von Feldspaten bemerkbar machen. Die Gesteine der Insel selbst sind natronreiche Granite (hauptsächlich Ägiringranite).

F. Machatschki, Wien

Microscopic Sedimentary Petrography. Von *Albert V. Carozzi*. Mit 87 Textfiguren, 485 S. New York-London: John Wiley & Sons, Inc. 1960. $ 11.50.

Während die mikroskopische Untersuchung der Erstarrungsgesteine und der Metamorphite sowie die darauf basierende Klassifikation dieser Felsarten sehr weit fortgeschritten ist, steht die mikroskopische Analyse der Sedimente noch in ihren Anfängen.

Der Autor hat in dem vorliegenden Werk versucht, seine in Europa und Nordamerika gewonnenen Erfahrungen auf diesem Gebiet zu einem Textbuch der mikroskopischen Sedimentpetrographie zusammenzufassen.

Die Haupteinteilung der Sedimente in klastische, biochemische und chemische ist zwar allgemein üblich, doch ist die scharfe Trennung der chemischen und biochemischen Sedimente unzweckmäßig, da in vielen Fällen (z. B. bei Kalken) die

chemische und biochemische Ausfällung nebeneinander stattfinden, so daß das entstehende Gestein ein chemisch-biochemisches Sediment darstellt. Eine sehr ausführliche Würdigung erfahren die pyroklastischen Sedimente. Auch tonige Gesteine mit Resten von Erstarrungsgesteinsgefügen und Tone mit pyroklastischen Gefügeresten werden besonders berücksichtigt. Diese Kapitel des Buches sind daher auch für den Eruptivgesteinspetrographen von Bedeutung. Die Besprechung der Pelite erfolgt unter dem Gesichtspunkt der Gefügeanalyse mit Hilfe des Mikroskops. Hier werden zahlreiche Zusammenhänge der Genesis dieser Gesteine und ihres Gefüges nachgewiesen. Trotzdem wird nach unserer Meinung der Schwerpunkt der Tonuntersuchung bei jenen Methoden bleiben, die eine exakte qualitative und quantitative Erfassung des Mineralbestandes ermöglichen. Die mikroskopische Untersuchung, bisher bei den Tongesteinen vernachlässigt, wird aber künftig eine wichtige Ergänzung darstellen.

Auch bei den Evaporiten, die ebenfalls vom Standpunkt der mikroskopischen Analyse behandelt werden, ergaben sich zahlreiche Möglichkeiten genetischer Deutung aus den Schliffbildern.

Das vorliegende Buch ist ein wichtiges Hilfsmittel der Gesteinskunde, besonders für den mikroskopierenden Sedimentpetrographen. Als Lehrbuch scheint es uns weniger geeignet, da es sich auf den mikroskopischen Sektor beschränkt und die Anordnung des Stoffes zum Teil ungewohnt und unübersichtlich ist. Sehr gute Abbildungen ergänzen den Text.

H. Wieseneder, Wien

Feldbodenkunde. Als Grundlage der Standortsbeurteilung und Bodenwirtschaft. Von *H. Franz*. Mit 54 Abb., 6 Tafeln und 41 Tab., XII, 583 S. Wien-München: Verlag Georg Fromme & Co. Kartoniert S 318.—, Halbleinen S 330.—.

Die Bodenkunde hat als Grenzwissenschaft enge Beziehungen zu den Geowissenschaften und zu den biologischen Fächern. Ihre Ergebnisse sind daher für Mineralogen, Petrographen und Geologen von großer Bedeutung. Der Autor versucht, seiner Arbeitsrichtung entsprechend, die Wechselbeziehungen zwischen belebter und unbelebter Natur besonders herauszuarbeiten. Wer sich über diese Fragen zu orientieren wünscht, wird in dem umfangreichen Werk Belehrung und Anregung finden. Der Anfänger wird auch in die mineralogisch-petrographisch-geologischen Grundlagen der Bodenkunde eingeführt. Hier wäre es vielleicht zweckmäßig, die gesteinsbildenden Mineralien und die Gesteine in übersichtlichen Tabellen anzuführen. In der Beschreibung der Böden Mitteleuropas, wobei die österreichischen Verhältnisse eine besondere Berücksichtigung erfahren, folgt der Autor im wesentlichen dem von *W. Kubiena* ausgearbeiteten System. Besonders hervorzuheben seien die neuen auf *G. Frasl* zurückgehenden Gesichtspunkte bei der Entstehung der Kalksteinbraunlehme. Während sie *Kubiena* als Lösungsrückstände deutete, scheint eine äolische Komponente nunmehr für ihre Entstehung wesentlich zu sein. Nicht einverstanden sind wir mit der starken Hervorhebung der Biorextasielehre von *H. Erhard*, die unseres Erachtens weit davon entfernt ist, Lehrbuchreife erreicht zu haben. Ein Satz wie: „An Küsten, in deren Hinterland quarzfreie Gesteine anstehen, werden reine Tone, an solchen, die an Gebiete mit quarzreichen Gesteinen grenzen, aber grobklastische Sedimente abgesetzt" entspricht nicht den Verhältnissen in der Natur. In einer eventuellen weiteren Auflage sollte die unglückliche Bezeichnung des Muskovits als Kaliglimmer durch Tonerdeglimmer ersetzt werden. Für den Land- und Forstwirt sind die sehr gründlich durchgearbeiteten Kapitel über die Anwendung der Bodenkunde in der Bodenwirtschaft von besonderem Interesse.

H. Wieseneder, Wien

Handbuch der Physik — Encyclopedia of Physics. Herausgegeben von *S. Flügge*. Band VII/2: Kristallphysik II. Mit 190 Abb., IV, 273 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1958. Ganzleinen DM 76.—, Subskriptionspreis DM 60.80.

Dieser zweite Teil der Kristallphysik enthält zwei Artikel; einen von *A. Seeger* über „Kristallplastizität" (210 Seiten) und einen von *U. Dehlinger* über „Umwandlungen und Abscheidungen im kristallinen Zustand" (43 Seiten). *A. Seeger* sowie *U. Dehlinger* haben zu diesen Gebieten selbst Entscheidendes beigetragen.

In dem Artikel über Kristallplastizität wird auf den ersten 100 Seiten ein kritischer Überblick über das experimentelle Material, hauptsächlich Metalle und Legierungen, und die Beobachtungsmethoden gegeben, wobei die Verfestigung und Oberflächenerscheinungen besonders berücksichtigt werden. Die nächsten 100 Seiten sind der Theorie der Kristallplastizität, den plastischen Eigenschaften der Legierungen sowie den Anlaßerscheinungen und dem Kriechen gewidmet. Die Kristallplastizität ist vom Gesichtspunkt der Versetzungstheorie aus klar und verständlich dargestellt. Neben den im Text befindlichen Literaturzitaten ist am Ende dieses Artikels ein Verzeichnis der zusammenfassenden Arbeiten auf diesem Gebiet gegeben.

In dem Artikel über die „Umwandlung und Ausscheidungen im kristallinen Zustand" (40 Seiten) werden die Mechanismen der Keimbildung im kristallinen Zustand und die Kinetik spezieller Vorgänge, wie Ausscheidungen, diffusionslose Umwandlungen und Umwandlungen regelloser in regelmäßige Atomverteilung behandelt. Auch hier sind die Beispiele gut ausgewählt und ist neben Literaturzitaten im Text eine Literaturzusammenstellung gegeben. Das Buch schließt mit einem Sachverzeichnis deutsch-englisch und englisch-deutsch. Die Ausstattung des Buches ist ausgezeichnet.

A. Preisinger, Wien

Jahrbuch des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 1959. Herausgegeben von *H. Prescher*. Redaktion *H.-D. Beeger* und *H. W. Quellmalz*. Mit 22 Textabb., 33 Tafeln mit 158 Figuren, 1 Anlage, I, 177 S. Dresden und Leipzig: Theodor Steinkopff. 1960. Brosch. DM 16.40.

Das reichillustrierte Jahrbuch 1959 bietet neben einigen Berichten geologischen und stratigraphischen Inhaltes folgende Beiträge:

Werner Quellmalz: Lagerstättengenetische und tektonische Untersuchungen der an die Schönbrunner Spalte geknüpften hydrothermalen Lagerstätten des Vogtlandes (38 S. mit 20 Tafeln). Behandelt wird die Geologie von 15 früher bebauten Gruben; es folgt eine Aufzählung und Beschreibung der dort gefundenen Mineralien; daran schließen sich Betrachtungen über die Geochemie (Zn, Pb, Bi, Co, Ni) und die Zusammenhänge zwischen Gangtektonik und Mineralisation.

Heinz Müller: Schwermineralanalytische Untersuchungen im Löß von Zehren (12 S.).

Helmut Schmiedel: Beiträge zur Kenntnis der lößähnlichen Lehmböden im sächsischen Elbesandsteingebiet (mit allgemeinen Bemerkungen zum Lößproblem) (31 S. mit 6 Tafeln).

Günter Möbus: Über einige Probleme des Lausitzer Granitmassivs (3 S.).

Hans-Dieter Beerger: Geologische Reiseeindrücke aus dem Westkaukasus (7 S. mit 2 Tafeln).

Helmut Wilsdorf: Dr. *Georgius Agricola* und Dr. *Kálmán Rorbacher* aus Ungarn und die Begründung der Bergbaumedizin durch Dr. *Wenceslaus Payer*

von Elnbogen, Magister *Magnus Hund* von Magdeburg und *Dr. Theophrastus Paracelsus* von Hohenheim (43 S. mit vielen Urkundenwiedergaben).

Der Band schließt mit einem Autoren- und einem Sachverzeichnis der Jahrbücher 1954—1959.

F. Machatschki, Wien

Optische Daten zur Bestimmung anorganischer Substanzen mit dem Polarisationsmikroskop. Mit einer Einführung in die kristalloptischen Arbeitsmethoden. Von *Ernst Kordes* (unter Mitarbeit von *Kurt Becker*). Mit 8 Textabb., 2 Farbtafeln und 8 Diagrammbeilagen, XI, 192 S. Weinheim/Bergstraße: Verlag Chemie. 1960. Geb. DM 43.—.

Zirka 30 Seiten führen in die Methoden der Kristalloptik ein, bestens unterstützt von 28 wohlgelungenen, farbigen Achsenbildern und 2 anderen Interferenzbildern auf den 2 Farbtafeln; hier finden sich auch Zusammenstellungen der wichtigsten Einbettungsmedien und Schweren Flüssigkeiten, eine Übersicht auf die Handbuchliteratur, die dann im Text abgekürzt zitiert wird, und weitere Erläuterungen.

Darauf folgen auf etwa 70 Seiten die Substanztabellen, die nach dem Polarisationsverhalten (isotrop, optisch einachsig pos., optisch einachsig neg., optisch zweiachsig pos., optisch zweiachsig neg.) in jeder Gruppe nach steigendem Brechungsexponenten bzw. nach steigendem größtem Brechungsexponenten angeordnet sind. Bei den einzelnen Stoffen werden angegeben: Formel, chemische Benennung, falls es sich um ein Mineral handelt auch der Mineralname, Kristallsystem, Habitus, Farbe, alle Brechungsexponenten, maximale Doppelbrechung, Dichte, Löslichkeit und Hinweis auf die benutzte Literatur; bei den Mineralbezeichnungen gefällt einiges nicht, so z. B. auf S. 74 die Benennung „Silicocarnotit" (ein Schlackenprodukt, das mit dem Mineral Carnotit nichts zu tun hat; oder es wird auf derselben Seite $CuSiO_3 . H_2O$ als Mineral Bisbeeit bezeichnet, obwohl dieser B. ein komplexes Sulfat ist und das genannte Silikat dem Mineral Dioptas entspricht.

Nach diesem Abschnitt folgen auf etwa 60 Seiten Bestimmungstabellen, wiederum nach steigenden n-Werten innerhalb der optischen Hauptgruppen geordnet, hier aber sowohl nach steigendem γ wie auch nach steigendem σ; auch hier werden wieder die Hauptbrechungsexponenten, Doppelbrechung, Formel und Farbe (eventuell Pleochroismus) angegeben. Abgeschlossen wird das Datenbuch durch ein alphabetisches Mineralnamen- und ein alphabetisches Formelregister (über 1600 Substanzen) und einige Blankoergänzungsblätter. Sehr nützlich sind die beigefalteten Diagramme, welche Licht- und Doppelbrechung, ferner maximale Lichtbrechung und Dichte koordinieren.

Ein verläßliches, neuzeitliches Datenwerk ist immer nützlich; das wird auch der Chemiker, an den sich das Buch in erster Linie wendet, zu schätzen wissen.

F. Machatschki, Wien

Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Herausgegeben von *W. v. Engelhardt und J. Zemann.* Band II: Der Porenraum der Sedimente. Von *W. v. Engelhardt.* Mit 83 Abb., VIII, 207 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1960. Steif geheftet DM 48.—.

Die Gesteinsporen spielen als Speicherräume nutzbarer Kohlenwasserstoffe eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Erdöl- und Erdgaslagerstätten. Die mehrjährige Beschäftigung des Autors mit den theoretischen und praktischen

Aspekten aller mit dem Porenraum der Sedimente zusammenhängenden Fragen hat nun ihren Niederschlag in einer ausgezeichneten Zusammenfassung gefunden, wobei sich der Autor vorwiegend auf die einschlägige amerikanische Literatur und auf eigene Arbeiten stützt. Die petrophysikalischen Eigenschaften der Sedimentgesteine, darunter sind Porosität, Durchlässigkeit, Benetzbarkeit und kapillares Verhalten zu verstehen, sind nicht nur für die Erdölindustrie, sondern auch für die allgemeine Geologie, die Sedimentpetrographie, die Hydrologie sowie für die Gesteinsverwitterung und die Baustoffkunde von großer Bedeutung, so daß das Buch auch den Vertretern dieser Forschungszweige empfohlen sei.

Zunächst wird der Begriff der Porosität erläutert und die Methoden der Porositätsbestimmung besprochen. Charakteristische Unterschiede der Porengeometrie sandiger, toniger und karbonatischer Gesteine werden erörtert und die Veränderung der Porosität durch diagenetische Vorgänge besprochen. Sehr ausführlich werden die Fließvorgänge in porösen Medien behandelt. Es ist dies jenes Kapitel der Petrophysik, das besonders für die Erdölförderung, aber auch für die Hydrologie und Gewässerkunde von Bedeutung ist. Ausgehend von der Darcy-Gleichung für den homogenen Fluß in linearen Systemen, werden die Bedingungen für den homogenen Fluß im Raum und die Gleichgewichtsbedingungen für den Fluß mehrerer Phasen abgeleitet. Der Zusammenhang der Wässersättigung ölführender Gesteine mit den experimentell bestimmbaren Kapillardruckkurven wird eingehend diskutiert.

Der letzte Abschnitt des Buches behandelt den Poreninhalt. Der Autor deutet an, daß er in den Lagerstättenwässern das durch Reaktionen mit dem Nebengestein und durch Migration veränderte Wasser des ursprünglichen Sedimentationsraumes erblickt. Die in den Lagerstättenwässern angereicherten biophilen Elemente (J, Br, K, N) mögen Nebenprodukte der Erdölbildung sein. Eine ähnliche Auffassung wurde auch in Arbeiten des Referenten vertreten. Das Schlußkapitel ist dem Chemismus der Rohöle und Erdgase sowie dem physikalischen Verhalten des Lagerstätteninhaltes unter Lagerstättenbedingungen gewidmet. Das Buch stellt eine außerordentlich wertvolle Bereicherung der auf diesem Gebiete sehr spärlichen deutschsprachigen Literatur dar.

H. Wieseneder, Wien

Our Mineral Resources. Summarizes recent knowledge about our valuable mineral resources. An Elementary Textbook in Economic Geology. Von *Charles M. Riley*. Mit 102 Textabb., X. 338 S. New York: John Wiley & Sons, Inc. London: Chapman & Hall, Ltd. 1959. Geb. $ 6.95.

In geschickter Weise verbindet der Autor, ohne vom Leser eine tiefe Vertrautheit mit den verschiedenen Fachgebieten zu verlangen, die Grundzüge der Lagerstättenkunde, Geologie, Technologie und Rohstoffwirtschaftskunde, um so einem möglichst breiten Kreis von Interessenten die Bedeutung der mineralischen Rohprodukte für Kultur und Zivilisation vor Augen zu führen; denn über allen anderen Dingen pflegt „Mr. Citizen" vielfach die Rohmaterialien, welche die Grundlage für die zahlreichen Notwendigkeiten und den Luxus des modernen Lebens — gegenwärtig viel mehr als in früheren Kulturepochen — darstellen, in ihrer Gewinnung und leider recht unregelmäßigen Verteilung, die Anlaß für viele Verwicklungen gibt und gegeben hat, zu übersehen.

Das Buch ist in zwei Hauptabteilungen gegliedert: Mineralien für die Metallgewinnung, und Mineralien und Gesteine, die für andere Zwecke benötigt werden.

I. Der erste Hauptabschnitt (zirka 200 S.) behandelt zunächst die Prinzipien der Erzlagerstättenbildung und die Klassifikation der Erzlagerstätten. Diese

Kapitel nehmen ungefähr ein Sechstel des ganzen Buches ein; die Darstellung wird durch eine Reihe von gut ausgewählten Lagerstättenskizzen unterstützt. Dann werden die einzelnen Metalle, ungefähr angeordnet nach abnehmenden Weltgewinnungsmengen, in selbständigen Kapiteln bearbeitet. Angeführt werden die wichtigsten Verwendungsarten, Produktionsdaten, die wichtigsten Mineralien und die wichtigsten Lagerstättentypen unter Hinweisen auf bestausgewählte Beispiele. Referent bedauert, daß, weitgehend durch die Enge des vorgesehenen Raumes bedingt, Hinweise z. B. auf die toskanischen Quecksilberlagerstätten fehlen oder daß Niob, Tantal, Lithium usw. überhaupt kaum einmal auch nur nebenbei erwähnt werden.

II. Der zweite Hauptabschnitt mit seinen 110 S. ist noch unvollständiger als der erste; es werden z. B. der Magnesit und Dolomit überhaupt nicht berücksichtigt. Er wird eröffnet durch eine fast 20 S. umfassende Würdigung der Bedeutung des Grundwassers; weit mehr als 20 S. sind den Kaustobiolithen gewidmet. Dann werden kapitelweise die Bausteine, die für die keramische und Glasindustrie wichtigen Gesteine, der Gyps, die verschiedenen anderen Salzlagerstätten mit Boraten, Nitraten und Phosphaten, anschließend der Schwefel behandelt. Das vorletzte Kapitel betrifft die Edelsteine, besonders Diamant, Korund, Beryll, Quarz und Opal; die wichtigen übrigen Edelsteine sind kurz unter Angabe von Hauptfundgebieten, Farbe und Härte in einer Tabelle genannt. Das letzte Kapitel befaßt sich mit den Nutzglimmern, Baryt und Asbest.

Abgeschlossen wird das sehr beachtenswerte Werk durch Erklärungen der fachlichen Benennungen, eine Liste der chemischen Elemente, eine geologische Zeittafel, eine Liste der Erzmineralien, eine Liste der wertvollen, nicht für Metallgewinnung benutzten Mineralien (auch hier fehlt unter anderem der Magnesit!), durch ein knappes Verzeichnis amerikanischer Bezugswerke (auch die einzelnen Kapitel werden mit knappen Literaturhinweisen abgeschlossen) und einen Sachindex.

F. Machatschki, Wien

Mineral Use Guide or Robertson's Spiders' Webs. Von *R. H. S. Robertson* 44 S. London: Cleaver-Hume Press, Ltd. 1960.

Lose Kartons in solider Mappe. Zuerst 3 Blätter Einleitung; dann 32 Diagrammtafeln, je in einem Ringsystem übersichtlich die technische Verwendbarkeit vieler Mineralien und Gesteine darstellend: Achat-Quarz, Korund, Asbeste, Baryt-Witherit, Bentonit-Montmorillonit, Calcit-Aragonit, Ca-Montmorillonit, Diamant, Kieselgur, Dolomit, Fluorit, Granat, Gyps-Anhydrit, Magmagesteine, Eisenoxyde, Lithiummineralien, Glimmer, Monazit-Bastnäsit, Olivin-Serpentin, Palygorskit (2 Diagramme), Erdwachs, Sepiolith, Talk, Rutil, Tobermorit, Zirkon. Die Anordnung stimmt fröhlich; auch ist die Auswahl ziemlich willkürlich; die Einzeldiagramme sind recht erschöpfend. Vier Tafeln mit Erläuterungen zu technischen Benennungen und ein zweiblättriger Index schließen die nützliche und originelle Zusammenstellung ab.

F. Machatschki, Wien

Die Geröllführung algonkisch-kambrischer Grauwacken des Westlausitzer Zuges. Von *Klaus Schmidt.* Mit 48 Abb., 18 Tab., 98 S. (Freiberger Forschungshefte: C 91.) Berlin: Akademie-Verlag. 1960. DM 8.50.

Die Grauwacken des Westlausitzer Zuges in Sachsen enthalten bei Clanzschwitz, Rödern und Weesenstein Geröllagen, die vom Autor petrographisch näher untersucht wurden. Die schlecht sortierten, jedoch gut gerundeten Gerölle bestehen neben den vorherrschenden Sedimentgesteinen auch aus Eruptiv-

gesteinen und Kontaktmetamorphiten, während kristalline Schiefer ganz zu fehlen scheinen. Im einzelnen wurden nachgewiesen: Quarzite, Grauwacken, Arkosen, Sandsteine und Tonschiefer; Granodiorite, Quarzdiorite, Aplite, Granophyre, Rhyodacite, Dellenite, Felsitporphyre und Gangquarze; Quarz-Turmalinfelse, Turmalinquarzite und Fleckschiefer. Das schuttliefernde Gebiet wird im Süden vermutet. Das Alter und die Bildungsweise der untersuchten Schichten sind noch nicht gesichert. Der Beweis, daß glaziale oder subglaziale Bildungen vorliegen, wie sie für die algonkisch-kambrische Grenze vielfach angegeben werden, konnte nicht erbracht werden. Auch in anderen Gebieten reichen die für eine derartige Feststellung notwendigen sedimentpetrographischen Kriterien vielfach nicht aus. Der Verfasser deutet an, und hier möchte der Referent beipflichten, daß submarine Rutschungen zur Bildung der Grauwackenkonglomerate geführt haben könnten. Ähnliches wurde in der letzten Zeit in mehreren Sedimentationsgebieten beobachtet. Für eine solche Deutung würde auch die Zuordnung der untersuchten Gesteine zur Beckenfüllung der mitteleuropäischen „Urgeosynklinale" sprechen.

H. Wieseneder, Wien

Über die Anwendung eines modernen elektrischen Punktzählgerätes zur mikroskopischen Korngrößenbestimmung. Von *G. Schneider* und *W. Laux.* (Freiberger Forschungshefte: B 39, Metallkunde.) Mit 19 Abb. und 5 Tab., 52 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1959. Brosch. DM 4.—.

Das Bändchen der Freiberger Forschungshefte bringt eine gute Übersicht über die herkömmlichen Verfahren und Geräte zur Korngrößenbestimmung. Die Arbeit ist im wesentlichen der Funktion und der Anwendung der elektrischen Integriervorrichtung *„Eltinor"* des VEB Rathenower Optische Werke gewidmet. Es handelt sich dabei um ein Punktzählgerät, mit dem Mengenanteil- und Korngrößenbestimmung ohne zeitlichen Mehraufwand in einem Arbeitsgang erfolgen kann.

Bei der Betrachtung der Anwendungsmöglichkeiten liegt der Schwerpunkt bei metallkundlichen Untersuchungen. Die Verwendung dieses arbeitssparenden Gerätes ist aber auch für die Arbeit der Mineralogen und Petrographen von besonderem Interesse, so daß das Studium dieses Forschungsheftes den daran interessierten Fachkollegen zu empfehlen ist.

E. Schroll, Wien

Lithofacies Maps. An Atlas of the United States and Southern Canada. Von *L. L. Sloss, E. C. Dapples* und *W. C. Krumbein.* Mit 153 Karten, 18 Seiten Tab., XVIII, 108 S. New York: John Wiley & Sons, Inc. $ 5.50.

Der Atlas entstand durch die kritische Sichtung und Zusammenfassung der Arbeiten graduierter Studenten und Dissertanten der North Western University bei Chicago durch ihre Professoren, die auch als Autoren in Erscheinung treten. Der größte Teil der Karten ist der lateralen Veränderung der Lithologie kartierter Systeme (Formationen im deutschen Sprachgebrauch) und stratigraphischer Stufen gewidmet. Die Mächtigkeitsschwankungen werden durch Isopachen (Linien gleicher Schichtmächtigkeit) dargestellt. Für die lithologische Charakteristik wird das Psammit/Pelitverhältnis und das Verhältnis der Evaporite und Karbonatgesteine zu den klastischen Sedimenten herangezogen. Wer sich mit den paläogeographischen Verhältnissen Nordamerikas beschäftigt oder mit der Lithologie größerer Sedimentationsgebiete, wird in dem Werk wertvolle Anregungen und Angaben finden.

H. Wieseneder, Wien

Nachrichten

Am 25. Februar 1961 feierte Prof. Dr. *K. H. Scheumann,* Mitherausgeber von Tschermaks Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen in den Jahren 1930—1945 (II. Folge, Bd. 41—53). in Bad Hersfeld seinen 80. Geburtstag.

Die nächste Tagung der International Mineralogical Association findet 1962 in Washington statt.

Die nächste Generalversammlung und der VI. Kongreß der International Union of Crystallography wird 1963 in Indien (Madras) abgehalten.

Der Science Council of Japan lädt in Verbindung mit der Physical Society of Japan und der Crystallographical Society of Japan für den 25.—30. September 1961 zu einer Internationalen Konferenz über Magnetismus und Kristallographie in *Kyoto,* Japan, ein.

1957—1960 **Mitteilungen** Nr. 118

der

Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Satzungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft . . . . . S. 469
Mitgliederverzeichnis . . . . . S. 472
Monatsversammlung am 28. Oktober 1957:
L. Barić, Zagreb: Über die Hyalophane von Busovače.
Sammlerabend am 11. November 1957.
Monatsversammlung am 9. Dezember 1957:
F. Dangl: Einige Kapitel aus der Geschichte der Lumineszenzforschung im 17. und 18. Jahrhundert, mit besonderer Berücksichtigung des österreichischen Anteiles daran.
Monatsversammlung am 20. Januar 1958:
H. Scharbert: Gefügekundliche Arbeiten an Kalziteinkristallen und Marmoren am Geological Department der University of California, Berkeley.
Generalversammlung am 24. März 1958 . . . . . S. 477
F. Kirnbauer: Das Schwazer Bergbuch (1556) im Rahmen der geschichtlichen und kulturellen Entwicklung des Bergbaues in Österreich. Publiziert in Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1937 und Leobener Grüne Hefte, Nr. 25, Wien 1956.
Monatsversammlung am 2. Juni 1958:
A. Preisinger: Bericht über den Kongreß der International Mineralogical Association in Madrid 1958.
H. Jünger: Zur Mineralogie und Geochemie der Borate.
Vortragsveranstaltung am 13. Juni 1958 gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien:
W. Medwenitsch: Die Stellung der Chamositlagerstätte Taymiste im Bau Mazedoniens.
Exkursion am 14. Juni 1958 zum Wallererde-Bergbau bei Ausschlag-Zöbern.
Monatsversammlung am 1. Dezember 1958:
P. Wieden: Zur Mineralogie der Weißerde von Aspang . . . . . S. 478
G. Hamilton: Die Aufbereitung der Aspanger Weißerde als Funktion ihrer mineralogisch-petrographischen Eigenschaften.
Monatsversammlung am 15. Dezember 1958:
E. Stumpfl: Lagerstättenkundliche Reisen in Südafrika.
Monatsversammlung am 9. Februar 1959:
E. Zirkl: Bericht über die Tagung 1958 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Hamburg und die anschließenden Exkursionen . . S. 479
Generalversammlung am 9. März 1959:
E. Schroll: Kieserzlagerstätten auf Chalkidike, Kassandra und Eisenmanganerz-Lagerstätten bei Kavalla . . . . . S. 483
Monatsversammlung am 6. April 1959:
W. Medwenitsch: Reisebericht über eine Exkursion durch Jugoslawien.
E. Clar: Lagerstättenkundlicher Bericht über die Exkursion durch Jugoslawien.

Sammlerabend am 20. April 1959.

Monatsversammlung am 27. April 1959:

C. W. Correns, Göttingen: Geochemie des Titans in Sedimenten.

Vortragsveranstaltung am 8. Mai 1959 gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien:

M. Kirchmayer: Über ein Geopetalgefüge aus den Chertablagerungen Nevadas. Publiziert in N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1959, S. 209—229.

Monatsversammlung am 13. Mai 1959:

E. Zirkl: Übersicht der Entwicklung von Polarisatoren . . . . . S. 484

Monatsversammlung am 1. Juni 1959 gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien:

I. Ketin, Ankara: Die magmatischen Erscheinungen in der Türkei.

Sammlerabend am 8. Juni 1959.

Exkursion am 27. Juni 1959 gemeinsam mit dem Kolloquium für angewandte Mineralogie nach Mallersbach unter Führung von *P. Wieden.*

Jahrestagung 1959.

Exkursion am 2. Oktober 1959 in die Ölfelder des Wiener Beckens unter Führung von *H. Wieseneder.*

Vorträge am 3. Oktober 1959:

H. Wieseneder: Fortschritte der sedimentpetrographischen Forschung.

K. Schluge, Oberkochen: Das Elektronenmikroskop in der mineralogischen und petrographischen Forschung.

A. Preisinger: Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Schichtsilikate.

P. Wieden: Die Tonlagerstätte Stoob im Burgenland . . . . . S. 487

E. Schroll: Seltene Elemente in biogenen Sedimenten . . . . . S. 488

H. Meixner, Knappenberg: Einige bemerkenswerte Mineralfunde in Österreich . . . . . S. 490

A. Schiener: Neuerwerbungen des Naturhistorischen Museums.

E. Zirkl: Alpine Klüfte als geologische Wasserwaagen . . . . . S. 493

K. Kontrus: Neue Scheelit- und Datolithvorkommen in den Ostalpen . S. 497

Exkursion am 4. Oktober 1959 in das Burgenland unter der Führung von *P. Wieden, H. Wieseneder* und *E. Zirkl.*

Vortrag am 4. Oktober 1959:

A. F. Tauber: Die Bohrung Mörbisch . . . . . S. 499

Monatsversammlung am 6. November 1959:

J. Geiss, Bern: Geschichte der Meteorite aus Isotopenmessungen. Publiziert in Chimia, Bd. 11, Heft 12, 1957, und Astrophys. J., Bd. 127, Nr. 1, 1958.

Edelsteinkurs am 9. und 16. November 1959 unter der Leitung von *R. Scholler.*

Sammlerabend am 23. November 1959.

Edelsteinkurs am 30. November und 7. Dezember 1959 unter der Leitung von *R. Scholler.*

Monatsversammlung am 14. Dezember 1959:

E. Kahler: Beiträge zur Kenntnis der Hornblenden des Saualpengebietes.

Edelsteinkurs am 21. Dezember 1959, 11., 18. und 25. Januar 1960 unter der Leitung von *R. Scholler.*

Vortragsabend am 26. Januar 1960 gemeinsam mit der Chemisch-physikalischen Gesellschaft:

K. Przibram: Fluoreszenz als Nachweis organischer Spuren in anorganischen Stoffen.

Generalversammlung am 1. Februar 1960 . . . . . S. 499
A. Schiener: Bericht über die IMA in Zürich im September 1959. Generalversammlung, Kommissionssitzungen und Exkursion „West".
A. Preisinger: Ergebnisse der wissenschaftlichen Sitzungen.

Satzungen
der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

(Mit Bescheid der Sicherheitsdirektion Wien, S. D. V/68/56 vom 6. II. 1956, genehmigt)

§ 1. Zweck der Gesellschaft

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft ist eine geschlossene wissenschaftliche Vereinigung zur Pflege und Förderung der Mineralogie Österreichs.

§ 2. Mittel zum Zweck

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft sucht diesen Zweck zu erreichen:

a) Durch Veranstaltung von Vorträgen, Vorweisungen, Ausstellungen und Lehrwanderungen;

b) durch Herausgabe von Druckschriften;

c) durch Anlage einer Bücherei und durch Sammlungen;

d) durch Förderung der Sammelbestrebungen ihrer Mitglieder.

Die Mittel zur Erreichung des Vereinszweckes werden durch Mitgliedsbeiträge und allfällige Spenden aufgebracht.

§ 3. Sitz der Gesellschaft

Der Sitz der Gesellschaft ist in Wien. Das Vereinsjahr ist das Kalenderjahr.

§ 4. Mitglieder und ihre Aufnahme

Die Gesellschaft besteht aus ordentlichen Mitgliedern und Ehrenmitgliedern. Ordentliche Mitglieder können Einzelpersonen und Körperschaften sein; sie werden durch einen einstimmigen Beschluß des Vorstandes in geheimer Abstimmung aufgenommen.

Zu Ehrenmitgliedern können Personen gewählt werden, die sich um Mineralogie und Petrologie oder um die Gesellschaft hervorragende Verdienste erworben haben. Die *Ehrenmitglieder* werden von der Hauptversammlung gewählt, sie genießen alle Rechte von ordentlichen Mitgliedern.

Die Gesellschaft kann ferner Persönlichkeiten, die sich um die Wissenschaft der Mineralogie oder um die Gesellschaft selbst besondere und hervorragende Verdienste erworben haben, durch die *Friedrich-Becke-Medaille* auszeichnen.

§ 5. Rechte der Mitglieder

Jedes Mitglied hat das Recht, an den Hauptversammlungen und Veranstaltungen des Vereines teilzunehmen und die Einrichtungen der Gesellschaft zu benützen; es besitzt das Stimmrecht in der Hauptversammlung und kann in den Vorstand der Gesellschaft gewählt werden.

§ 6. Pflichten der Mitglieder

Die Mitglieder haben einen Jahresbeitrag zu entrichten, dessen Höhe jährlich von der Hauptversammlung festgesetzt wird; der Jahresbeitrag kann durch eine einmalige Zahlung in der Höhe von mindestens zwanzig Jahresbeiträgen abgelöst werden (lebenslängliche Mitglieder).

Die Ehrenmitglieder sind von der Zahlung des Jahresbeitrages befreit.

§ 7. Erlöschen der Mitgliedsrechte

Die Mitgliedschaft endet:

a) durch schriftliche Erklärung des Austrittes,

b) durch Ablehnung, den Jahresbeitrag zu leisten, und

c) durch Ausschließung aus dem Vereine.

Die Ausschließung kann vom Vorstande nur in geheimer Abstimmung mit einer Mehrheit von zwei Dritteln aller Vorstandsmitglieder beschlossen werden. Der Ausschluß eines Mitgliedes kann erfolgen, wenn das Mitglied länger als ein Jahr mit seiner Beitragsleistung im Rückstand ist oder ein vereinsschädigendes Verhalten an den Tag legt.

§ 8. Vereinsvermögen

Die Einnahmen und das Vermögen des Vereines dienen zunächst zur Deckung der ordentlichen Verwaltungskosten und zur Herausgabe von Druckschriften; für andere Ausgaben ist in jedem Falle ein Beschluß des Vorstandes erforderlich.

§ 9. Leitung der Gesellschaft

Die Gesellschaft wird von der Hauptversammlung und dem Vorstande geleitet.

§ 10. Hauptversammlung

Die ordentliche Hauptversammlung wird in der Regel im Monat Januar abgehalten und durch den Vorsitzenden oder einen seiner Stellvertreter einberufen; ihre Tagesordnung bestimmt der Vorstand. Eine außerordentliche Hauptversammlung ist einzuberufen, wenn es der Vorstand beschließt oder ein Drittel aller Mitglieder unter Angabe einer Tagesordnung schriftlich fordert. Anträge von Mitgliedern müssen spätestens acht Tage vor der Hauptversammlung dem Vorstande schriftlich vorgelegt werden. Zu den Hauptversammlungen ist jedes Mitglied, das dem Vorstande seine Anschrift bekanntgegeben hat, wenigstens vierzehn Tage vorher schriftlich unter Bekanntgabe der Tagesordnung einzuladen.

§ 11

Die Hauptversammlung ist beschlußfähig, wenn wenigstens ein Drittel jener Mitglieder anwesend ist, die in Wien wohnen oder tätig sind. Wenn die Beschlußfähigkeit nicht erreicht wird, ist binnen vierzehn Tagen eine zweite Hauptversammlung mit derselben Tagesordnung einzuberufen. Diese Hauptversammlung ist ohne Rücksicht auf die Zahl der anwesenden Mitglieder beschlußfähig.

Die Beschlüsse und Wahlen erfolgen mit einfacher Stimmenmehrheit; liegt Stimmengleichheit vor, so entscheidet bei Wahlen das Los, sonst die Stimme des Vorsitzenden.

Für die Wahl von Ehrenmitgliedern und für die Verleihung der *Friedrich-Becke*-Medaille ist jedoch eine Dreiviertelmehrheit, für den Beschluß auf Auflösung der Gesellschaft eine Zweidrittelmehrheit erforderlich.

§ 12

Den Vorsitz in der Hauptversammlung führt der Vorsitzende der Gesellschaft, im Falle seiner Verhinderung einer seiner Stellvertreter.

§ 13

Der Hauptversammlung sind vorbehalten:

a) Bestimmung der Anzahl der Vorstandsmitglieder,
b) Wahl der Vorstandsmitglieder,
c) Wahl der beiden Rechnungsprüfer,
d) Genehmigung des Rechenschaftsberichtes,
e) Festsetzung der Jahresbeiträge der Mitglieder,
f) Satzungsänderungen,
g) Wahl von Ehrenmitgliedern und Verleihung der *Friedrich-Becke*-Medaille,
h) Entscheidung über rechtzeitig eingebrachte Anträge von Mitgliedern,
i) Auflösung des Vereines.

§ 14

Der Vorstand wird auf ein Jahr gewählt und besteht aus wenigstens neun Mitgliedern. Diese wählen aus ihrer Mitte einen Vorsitzenden, einen oder zwei Stellvertreter des Vorsitzenden, einen Schriftführer und einen Säckelwart. Die Zuwahl von Vorstandsmitgliedern bis zu der von der Hauptversammlung bestimmten Zahl ist zulässig.

§ 15

Die Stelle eines Vorstandsmitgliedes ist ein unentgeltliches Ehrenamt; jedes Mitglied ist nach Ablauf seiner Amtszeit wieder wählbar. Sollten die Arbeiten der Gesellschaft die Bestellung von bezahlten Beamten bedingen, so dürfen diese nicht Mitglieder sein.

§ 16

Der Vorstand ist beschlußfähig, wenn mehr als ein Drittel seiner Mitglieder anwesend ist; seine Beschlüsse werden, soweit in den Statuten nichts anderes vorgesehen ist, mit einfacher Mehrheit gefaßt, bei Stimmengleichheit entscheidet die Stimme des Vorsitzenden.

§ 17

Die Befugnisse des Vorstandes sind:

a) Feststellung einer Geschäftsordnung,
b) Verwaltung des Vereinsvermögens,
c) Anordnung und Durchführung aller die Zwecke der Gesellschaft fördernden Maßnahmen,
d) Aufnahme und Ausschließung von Mitgliedern,
e) Antragstellung an die Hauptversammlung für die Wahl von Ehrenmitgliedern und für die Verleihung der *Friedrich-Becke*-Medaille.
f) Ernennung eines von der Hauptversammlung gewählten Ehrenmitgliedes zum Ehrenvorsitzenden,
g) Bestellung von Beamten.

§ 18

Die Gesellschaft wird nach außen durch ihren Vorsitzenden, in dessen Verhinderung durch seinen Stellvertreter vertreten.

Von der Gesellschaft ausgestellte Urkunden bedürfen zu ihrer Gültigkeit der Unterschrift des Vorsitzenden oder eines seiner Stellvertreter und des Schriftführers bzw. des Säckelwartes.

§ 19

Streitigkeiten aus dem Vereinsverhältnis werden durch ein Schiedsgericht entschieden. Dieses wird in der Weise gebildet, daß jeder Streitteil aus den Mitgliedern der Gesellschaft einen Schiedsrichter bestimmt, die Schiedsrichter wählen aus den Mitgliedern einen Obmann. Können sie sich über die Wahl des Obmannes nicht einigen, so entscheidet unter den vorgeschlagenen Personen das Los.

Das Schiedsgericht entscheidet mit einfacher Mehrheit bei Anwesenheit aller Schiedsgerichtsmitglieder endgültig; Stimmenthaltung ist unzulässig.

§ 20. Auflösung der Gesellschaft

Die Auflösung der Gesellschaft kann in einer Hauptversammlung beschlossen werden, wenn wenigstens zwei Drittel der Mitglieder schriftlich die Zustimmung erklärt haben.

Im Falle der freiwilligen Auflösung der Gesellschaft ist ihr Vermögen einem wissenschaftlichen Zwecke zu widmen; über die Widmung beschließt die letzte Hauptversammlung.

Österreichische Mineralogische Gesellschaft

Ehrenpräsident

Tertsch, Hofrat Prof. Dr. Hermann, Wien VI., Mariahilferstr. 113.

Ehrenmitglieder

Karabacek, Dr.-Ing. Hans, Zentraldirektor i. R., Wien VI., Magdalenenstr. 1.
Quensel, Prof. Dr. Percy, Stockholm V a, Drottninggatan 116.

Inhaber der Friedrich Becke-Medaille

Sander, Prof. Dr. Bruno, Innsbruck.
Tertsch, Hofrat Prof. Dr. Hermann, Wien.
Backlund, Prof. Dr. Helge, Uppsala †.
Eskola, Prof. Dr. Penti, Helsinki.
Frondel, Prof. Dr. Clifford, Cambridge, Mass.
Ramdohr, Prof. Dr. Paul, Heidelberg.

Inländische Mitglieder

Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Graz, Rauberg. 2.
Barthel, Dipl.-Ing. Heinz, Technischer Angestellter, Leoben-Göß, Magnesitstr. 4, Stmk.
Bauer, Dr. Fridtjof, Wien I., Biberstr. 4/4.
Bauer, Dr. Karl, Hauptschullehrer, Katzelsdorf 36 bei Poysdorf, N.-Ö.
Beck, Ob.-Bergrat Dr. Heinrich, Wien III., Erdbergstr. 35/16.
Beck-Mannagetta, Dr. Peter, Geologe, Wien I., Riemerg. 6.
Benesch, Dipl.-Ing. Friedrich, Ob.-Baurat, Wien II., Taborstr. 68.
Benvenuti, Graf Julius, Micheldorf a. d. Krems 242, Heidhof, N.-Ö.
Berger, Maria-Luise, Mineralienhandlung, Mödling, Payerg. 33/28/12.
Biedl, stud. phil. Albrecht, Wien IX., Bergg. 7/11.
Brandenstein, Dr. Mechthilde, Wien IV., Wiedner Gürtel 40/2/7.
Brauner, Dr. Karl, dzt.: Mineralogisches Institut der Universität Freiburg.
Bucher, Dr. Leopoldine, Hauptschullehrerin, Wien III., Jacquing. 1/III.
Chemisch-Physikalische Gesellschaft, Wien IX., Studelhofg. 4.

Clar, Univ.-Prof. Dr. Eberhard, Geologisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.

Dichtl, Prof. Eugen, Linz, Röntgenstr. 2, O.-Ö.

Dornig, stud. phil. Walter, Wien X., Erlachg. 83/2/13 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).

Effenberger, Franz, Pfarrer, Wolfsgraben bei Tullnerbach, N.-Ö.

Ehrlich, Ernst, Bez.-Oberförster, Schladming, Stmk.

Ertl, Rudolf, Techniker, Wien V., Hauslabg. 31, Postf. 40/102.

Exner, Univ.-Prof. Dr. Christof, Wien XIX., Friedlg. 60.

Fachgruppe für Mineralogie und Geologie des Naturwissenschaftlichen Vereines für Kärnten, Bergdirektion Hüttenberg, Post Knappenberg, Kärnten.

Fendrich, Dr. Margarethe, Wien XVII., Hernalser Gürtel 13/18 (Montana A. G., Wien I.).

Flögl, Paul, Direktor i. R., Wien XVIII., Naaffg. 26.

Frasl, Doz. Dr. Günther, Wien IV., Wiedner Hauptstr. 77.

Freh, Dr. Wilhelm, Linz, Eisenhandstr. 35.

Freilinger, stud. phil. Gotthard, Wien XIX., Würtg. 14 (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1).

Gasser, Dr. Georg, Wien III., Löweng. 5.

Genetheim, Walter, Postbeamter, Wien III., Leonhardg. 8—10/II/2/7.

Geologische Gesellschaft in Wien, Geologisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.

Geologische Bundesanstalt, Wien III., Rasumofskyg. 23.

Gerhart, Dr. Hilde, Studienrat, Weidling, Anton-Schurz-G. 4.

Goigner, Dr. Franz, Wien XX., Wasnerg. 31.

Granichstädten-Czerwa, Dr. Johann, Min.-Rat i. R., Wien III., Traung. 2.

Grögler, Dr. Norbert, dzt.: Physikalisches Institut der Universität Bern, Schweiz.

Grohmann, stud. phil. Helmut J., Wien II., Zwergg. 1/8 (Bundesversuchsanstalt, Wien, III., Arsenal).

Habashi, Fathi, Wien VII., Burgg. 8/10; Radiochemisches Labor, Wien IX., Währingerstr.

Haberlandt, Univ.-Prof. Dr. Herbert, Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.

Haid, Ing. Walter, Bergbauunternehmer, Wien I., Werdertorg. 5.

Hamilton, Doz. Dr.-Ing. Gerhard, Wien XIII., Auhofstr. 223 (Montana A. G., Wien I.).

Hauk, stud. phil. Peter, Wien IX., Rossauer Lände 33 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).

Hecht, Univ.-Prof. Dr. Fritz, Wien IX., Währingerstr. 38.

Hermann, Dr. Ing. Felix, Mattsee 70, Salzburg.

Hermann, Friedrich, Amtsrat, Villach, Burgenlandstr. 19, Kärnten.

Heritsch, Univ.-Prof. Dr. Haymo, Graz, Katzianerg. 6.

Hofer, Dr. Franz, Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.

Holzer, Dr. Herwig, Wien VIII., Lammg. 5/13.

Horninger, Dr. Georg, Hadersdorf, Czedikg. 3/15.

Hoschek, cand. phil. Gert, Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie, Technische Hochschule, Wien VI., Getreidemarkt 9.

Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur, Wien XVIII., Gregor-Mendel-Str. 33.

Jäger, Grete, Lehrmittelanstalt, Wien I., Augustinerstr.

Janda, Dr. Ingeborg, Wien VII., Halbg. 8/8 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).
Janik, Dr. Dipl.-Ing. Ch. Vinzenz, Bundesbeamter, Linz, Ramsauerstr. 50.
Janoschek, Dr. Robert, Chefgeologe, Wien XIII., Lainzerstr. 80 (Rohöl-A. G.).
Jara, Leopold, Bundesbahnrevident, Wien XIV., Penzingerstr. 166/I/1/9.
Jedlicka, Dr. Ernst, Wien VI., Köstlerg. 14.
Jelinek, Friedrich, Ind.-Ang., Wien XVIII., Karl-Weis-G. 41/4/9.
John, Dipl.-Ing. Walter, Wien IX., Währingerstr. 3.
Kahler, Dr. Ehrentraud, Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Kern, Dr.-Ing. Hans, Sekt.-Chef, Oberste Bergbehörde, Wien I., Stubenring 1.
Kieslinger, Univ.-Prof. Dr. Alois, Wien I., Schönlaterng. 5/I/II.
Kirchmayer, Dr. Martin, Wien XX., Raffaelg. 20/2/2.
Kirnbauer, Dr.-Ing. Franz, Mödling, Stefaniestr. 5 (Oberste Bergbehörde, Wien I., Stubenring 1).
Klinger, Ing. Karl, Gumpoldskirchen, Am Kanal 8—10, N.-Ö.
Köchelhuber, Felix, Beamter, Wien XVIII., Währingerstr. 97/9.
Köchelhuber, stud. techn. Wolfgang, Wien XVIII., Währingerstr. 97/9.
Kohler, Hofrat Dr. Max, Wien VIII., Ledererg. 17/IV/21.
Kontrus, Dipl.-Ing. Karl, Chefkonstrukteur, Wien XIX., Eroicag. 18.
Koppi, Wilhelm, Wien III., Barichg. 14/12.
Kossegg, Min.-Rat Dr. Gustav, Wien XVII., Hernalser Hauptstr. 9.
Kuhn, Helmut, Wien XVIII., Gregor-Mendel-Str. 12/1/11.
Kurat, stud. phil. Gero, Wien II., Taborstr. 44/38.
Ladurner, Univ.-Prof. Dr. Josef, Innsbruck, Langstr. 12.
Lahnsteiner, Josef, Pfarrer, Hollersbach, Pinzgau, Salzburg.
Lange, Otto, Verlagsbuchhändler, Springer-Verlag, Wien I., Mölkerbastei 5.
Lechner, Dipl.-Ing. Walter, Wien VI., Mariahilferstr. 13.
Lehrkanzel für Mineralogie und technische Geologie, Technische Hochschule. Graz, Rechbauerstr. 12, Stmk.
Leitmeier, Univ.-Prof. Dr. Hans, Wien IX., Bleicherg. 15/10.
Leopold, Dr. Gustav, Wien V., Stollbergg. 21/11.
Listabarth, stud. phil. Gerhard, Wien X., Tessing. 78 (Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1).
Macek, Franz, Edelsteingraveur, Wien VI., Leimgrubeng. 14.
Machatschki, Univ.-Prof. Dr. Felix, Mineralogisches Institut der Universität. Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Maroschek, Dr. Erich, Mittelschulprofessor, Wien IV., Favoritenstr. 45.
Matz, Dipl.-Ing. Karl, Alpine Montan, Knappenberg, Kärnten.
Medwenitsch, Doz. Dr. Walter, Geologisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1; Wien III., Löweng. 35/31.
Metzger, Dipl.-Ing. Robert, Wien XIII., Auhofstr. 19 b (Büro: Wien IV., Plößlg. 9).
Meixner, Doz. Dr. Heinz, Bergdirektor, Hüttenberg, Post Knappenberg, Kärnten.
Michel, Hofrat Prof. Dr. Hermann, Wien XVIII. Ferrog. 14.
Milan, Dipl.-Kfm. Wolfgang, Wien XII., Belghoferstr. 29 (Shellhaus).
Mineralogische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien I., Burgring 7.
Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Miksch, Eduard, Bundesbahninspektor i. R., Wien VI., Mariahilferstr. 128/III/17.
Mohr, Univ.-Prof. Dr. Hannes, Wien III., Tong. 8/4.
Nathaniel, Otto, Wien VII., Neubaugürtel 44/37.

Neumann, Alice, Wien XIX., Heiligenstädterstr. 307.
Neumayer, Emmerich, Wien XVII., Pointeng. 9/13/8.
Niederbacher, Arthur, Villach, Ledererg. 19, Kärnten.
Nowotny, Univ.-Prof. Dr. Hans, Wien VIII., Tulpeng. 2; Institut für physikalische Chemie der Technischen Hochschule Wien.
Opawa, Hofrat Fritz, Direktor i. R., Wien XIX., Werkmanng. 2/VII/III/13.
Ostadal, Rudolf, Landesmuseum Gmünd, N.-Ö.
Partsch, stud. Gerald, Wien III., Untere Viaduktg. 53/3.
Pascal, Dr. Ingeborg, Leoben-Göss, Magnesitstr. 4, Stmk. (Veitscher Magnesitwerke AG., Forschungsinstitut Leoben).
Paulitsch, Univ.-Prof. Dr. Peter, dzt.: Technische Universität Berlin, Charlottenburg, Mierendorfferstr. 2.
Petraschek, Prof. Dr. h. c. Wilhelm, Leoben, Tunnerstr. 7.
Philippek, Wolfgang, Graz-Liebenau, Kolwitzg. 12.
Preisinger, Doz. Dr. Anton, Mineralogisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Purtscher, Doz. Dr. Ernst, Wien XIV., Hadikg. 50.
Przibram, Univ.-Prof. Dr. Karl, Wien XIII., Mantlerg. 16 a.
Raaz, Univ.-Prof. Dr. Franz, Institut für angewandte Mineralogie, Technische Hochschule, Wien VI., Getreidemarkt 9.
Raßmann, Anton, Oberlehrer i. R., Tulln, Bahnhofstr. 38, N.-Ö.
Reinold, stud. phil. Paul, Wien XXII., Straßmeyerg. 11 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).
Resel, Alfred, Maschinenschlosser, Wien X., Raaberbahng. 13/III/35.
Richter, stud. phil. Wolfram, Wien I., Hoher Markt 5/22.
Riedel, Dr. Josef, Hauptschuldirektor, Wien XIII., Thomas-Morus.-G. 1.
Rockenbauer, Dr. Wilfried, dzt.: Basel, Blotzheimerstr. 66.
Sacher, Dr. Ilse, dzt.: Institut für Gesteins- und Hüttenkunde, Technische Hochschule Aachen, Wüllnerstr. 2.
Salzer, Dr. Heinrich, Wien XI., Geystr. 1 a/3 (Rohöl-A. G.).
Sander, Univ.-Prof. Dr. Bruno, Mineralogisches Institut der Universität, Innsbruck, Universitätsstr. 4, Tirol.
Sauer, stud. phil. Dieter, Wien XXI., Brünnerstraße 34/13 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).
Scherzer, Fritz, Tischler, Wien XXI., An der Oberen Alten Donau 29.
Sedlacek, Dr. Max, Langenlois, Kamptalstr. 31 (Landwirtschaftliche Versuchsanstalt Pezenkirchen bei Wieselburg).
Schadler, Dr. Josef, Linz, Marientalstr. 1/I.
Scharbert, Dr. Heinz, Wien XIX., Kaasgrabeng. 20 (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1).
Schausberger, stud. phil. Inge, Wien VIII., Ledererg. 35 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).
Schiener, Dr. Alfred, Direktor, Mineralogische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien I., Burgring 7.
Schmidt, Doz. Dr. Walter, Wien IX., Lustkandlg. 44.
Scholler, Dr. Hubert, Wien XIX., Heiligenstädterstr. 333 (Mineralogische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien I., Burgring 7).
Schömer, Dipl.-Ing. Dr. Josef, Klosterneuburg, Leopoldstr. 30, N.-Ö.
Schroll, Doz. Dr. Erich, Wiener Neustadt, Wieseng. 4 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal, Objekt 221).
Schuster, Werner, Angestellter, Wien XVI., Rohrerg. 21/5/2.
Siegl, Doz. Dr. Walter, Montanistische Hochschule, Leoben, Stmk.

Siegmund, Prof. Dr. Hermann, Wien VIII., Alserstr. 25.
Simm, Rudolf, Gumpoldskirchen, Wienerstr. 98, N.-Ö.
Solel, Magister Ralph, Wien IX., Währingerstr. 15/16.
Stanger, stud. Hilmar, Graz, Grieskai 49, Stmk.
Steininger, Alfred, Bilanzbuchhalter, Wien X., Manhartg. 4/6.
Stepan, Dr. Erika, Wien III., Rasumofskyg. 1 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal, Objekt 221).
Stowasser, Dr. Hermann, Geologe, Mödling, Anningerstr. 56, N.-Ö.
Strasser, Albert, jun., Buchbinder, Salzburg, Hubert-Sattler-G. 13, Salzburg.
Strobl, stud. Sepp, Innsbruck, Hallerstr. 15/II, Tirol.
Tauber, Dr. Alfons, Burgenländisches Landesmuseum, Eisenstadt, Maierhofg. 157, Burgenland.
Tausch, Dipl.-Ing. Karl, Bergdirektor i. R., Leoben, Seegraben, Stmk.
Thaller, Dr. med. Emil, Wien XVIII., Anton-Frank-G. 8.
Tippel, Ferdinand, Wien XIV., Ameisg. 7/6.
Tremmel, stud. phil. Susanne, Vösendorf, Sperlingg. 11 (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1).
Tufar, stud. phil. Werner, Wien XXIII., Inzersdorf, Draschestr. 112 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal).
Tuma, Franz, Wien XI., Simmeringer Hauptstr. 21/5.
Waldmann, Hofrat Prof. Dr. Leo, Wien VI., Rahlg. 6.
Wieden, Dr. techn. Dipl.-Ing. Paul, Wien XIX., Krottenbachstr. 307/1/1 (Bundesversuchsanstalt, Wien III., Arsenal, Objekt 221).
Wieseneder, Univ.-Prof. DDr. Dipl.-Ing. Hans, Wien XIV., Steinböckeng. 17 (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1).
Woletz, Dr. Gerda, Geologe, Wien XII., Füchselhofg. 7/32.
Zabusch, Franz, Kustos am Hernalser Heimatmuseum, Wien XVII., Kindermanng. 1.
Zirkl, Univ.-Doz. Dr. Erich, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Wien I., Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
Zwicker, Walter, Wien XVIII., Höhneg. 20/II/24.

Ausländische Mitglieder

Bacon, Prof. Dr. Charles S., Department of Geologie, Case Institute of Technology, Cleveland 6, Ohio, USA.
Chudoba, Prof. Dr. Karl, Göttingen, Thomas-Mann-Str. 7.
Koark, Doz. Dr. F. L. Hans, Universitets Mineralogisk Geologisk Institut, Uppsala.
Koritnig, Univ.-Prof. Dr. Sigmund, Kustos, Mineralogisches Institut der Universität Göttingen, Lotzestr. 16—18.
Krantz, Dr. F., Bonn, Herwarthstr. 36.
Müller-Hesse, Frau Dr., Aachen, Institut für Gesteins- und Hüttenkunde, Frankenstr. 9.
Penta, Prof. Dr.-Ing. Francesco, Rom, Via dei Laterani 36.
Ratschiller, Prof. Dr. Ludwig, dzt.: Sciara-Mohamed-Ali-Senussi 2 B, Tripolis, Libia.
Schumann, Prof. Dr. Hilmar, Institut für Mineralogie und Geologie der Technischen Hochschule, Dresden, Würzburgerstr. 46.
Steinocher, Dr. Vladimir, Ustredni ústav geologicky, Praha I., Hradebni 9.
Szadeczky-Kardoss, Prof. Dr. E., Institut für Geochemie der Universität Budapest, VIII., Muzeum KRT 4/A.

Volborth, Prof. Dr. Alex, Nevada Mining Analytical Laboratory University of Nevada, Reno, Nevada, USA.

Weber, stud. Klaus, Köln-Sülz, Sülzgürtel 44/I.

Zemann, Prof. Dr. Josef, Mineralogisch-kristallographisches Institut der Universität Göttingen, Lotzestr. 16—18.

Generalversammlung

am 24. März 1958

Nachdem die für 18 Uhr einberufene erste Generalversammlung nicht beschlußfähig war, eröffnete der 1. Vorsitzende der Gesellschaft, *A. Schiener,* um 18.25 Uhr die zweite, auf jeden Fall beschlußfähige Versammlung, die folgende Punkte der Tagesordnung erledigte:

1. Bericht über das vergangene Berichtsjahr.

P. Wieden als Schriftführer berichtet über das abgelaufene Vereinsjahr:

Zuerst spricht er an die Vortragenden, die Veranstalter der Exkursionen, alle Aussteller von Mineralien und die Institutsvorstände *H. Leitmeier* und *H. Wieseneder* für die Verleihung des Hörsaales den Dank der Gesellschaft aus. Es fanden 10 Vorträge, 1 Sammlerabend und 1 Exkursion statt. Zu den Vortragsveranstaltungen kamen durchschnittlich 27 Mitglieder. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in 5 Ausschußsitzungen. Prof. *F. Raaz* ist aus persönlichen Gründen aus den Vorstand ausgetreten. Die Restbestände der Bibliothek der Gesellschaft befinden sich im Naturhistorischen Museum. Es fehlt das Mineralogische Taschenbuch und von den Mitteilungen das Heft 110. Im Jahre 1957 erschien kein Heft der Mitteilungen, auch kein Sonderheft, da kein geeignetes Manuskript vorlag.

Mitgliederbewegung: gestorben 3,
ausgetreten 1.

Neue Mitglieder: Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, *A. F. Tauber, M. Fendrich.*

Derzeitiger Mitgliederstand: 129 inländische Mitglieder,
15 ausländische Mitglieder.
Summe: 144 (im Jahre 1956: 145).

2. Kassenbericht. Der Kassier, *R. Scholler,* gibt den Rechenschaftsbericht. Auf Antrag des Kassenprüfers, *H. Salzer,* wird ihm einstimmig die Entlastung erteilt.

3. Wahl der Vorstandsmitglieder für 1958. Der vorgeschlagene neue Vorstand wurde mit großer Mehrheit angenommen.

4. Wahl der Rechnungsprüfer. Einstimmig wurden die Herren *H. Salzer* und *F. Opawa* wiedergewählt.

5. Festsetzung des Mitgliedsbeitrages für 1958. *G. Hamilton* schlägt die Erhöhung des Mitgliedsbeitrages auf S 30.— (bisher S 20.—) für ordentliche Mitglieder vor. Der Beitrag für Studenten soll unverändert S 5.— betragen. Der Antrag wird mit großer Mehrheit angenommen.

6. Ehrungen. Über Antrag des Vorstandes spricht sich die überwiegende Mehrheit für die Verleihung der *Friedrich-Becke*-Medaille aus an: Prof. Dr. *Penti Eskola* (Finnland) und Prof. Dr. *Clifford Frondel* (USA).

Die Generalversammlung wurde vom Vorsitzenden *A. Schiener* um 18.45 Uhr geschlossen und als Monatsversammlung fortgeführt, mit dem

Vortrag:

F. Kirnbauer: Das Schwazer Bergbuch (1556) im Rahmen der geschichtlichen und kulturellen Entwicklung des Bergbaues in Österreich.

Monatsversammlung

am 1. Dezember 1958

Vortrag:

P. Wieden:

Zur Mineralogie der Weißerde von Aspang

Die von *G. Starkl* (1883) erstmalig als Leukophyllit bezeichneten Sericitschiefer werden schon seit dem vorigen Jahrhundert im Raum von Aspang abgebaut, mittels Hydrozyklonschlämmung aufbereitet und als Füllstoff in der Papierindustrie verwendet.

G. Starkl beschrieb sie als den Sericiten nahekommend und vermutete auf Grund der falschen Analysen (zu hohe Na- und zu niedrige K-Gehalte, hoher Mg-Gehalt), daß sie aus einem K-Na-Glimmer und einem Mg-Glimmer bestünden. *H. Vendl* (1933) untersuchte die Leukophyllite im nördlichen Teil der Ostalpen und fand, daß sie nicht alle dieselbe Zusammensetzung haben. Er bezeichnete sie als Sericitschiefer. Leuchtenbergit (ein eisenarmer Klinochlor), der ebenfalls vorhanden sein sollte (*Grengg*, 1939) konnte von ihm nicht nachgewiesen werden. Die Schichtfolge in der Lagerstätte Ausschlag-Zöbern ist wie folgt anzugeben.

Zu oberst liegt Hangendquarzit (Semmeringquarzit), der aufgeschoben wurde und stark tektonisch zerpreßt ist. Dann folgen die Weißschiefer, die neben der Weißerde vorwiegend Quarz enthalten und auch nach tiefgründiger Umwandlung deutlich schiefrige Struktur zeigen. Der blaugrüne, oft auch dunkler gefärbte Liegendschiefer, im wesentlichen aus Sericit und Chlorit bestehend, begrenzt die Lagerstätte nach unten. Die dunkle Färbung der Liegendschiefer stammt von feinverteiltem Pyrit.

Die optische, röntgenographische und chemische Untersuchung einer durch Schwereflüssigkeitstrennung angereicherten Fraktion zeigte, daß das Hauptmineral ein etwas an Eisen und Magnesium reicher Muskovit ist. Eine differentialthermoanalytische und röntgenographische Untersuchung ergab, daß die im elektronenoptischen Bild als Hydroglimmer oder illitartiges Umwandlungsprodukt erscheinende Phase als Montmorillonit zu bezeichnen ist. Als Begleitminerale wurden Quarz, Turmalin, Pyrit, grüner Chlorit, Limonit, Psilomelan und Titanminerale festgestellt. Die von *H. Mohr* vermutete Vermengung von Sericit und Kaolinit konnte eindeutig widerlegt werden.

Im Zusammenhang mit Aufbereitungsfragen wurden auch Untersuchungen über die Bindungsform des Eisens durchgeführt und gefunden, daß etwa 95% des Eisens silikatisch, 7% an Limonit und 1% an Pyrit gebunden ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der als Weißerde von Aspang bezeichnete mineralische Rohstoff als ein vornehmlich aus Sericit und feinem Quarz zusammengesetztes Produkt darstellt.

Zum Schluß werden noch einige genetische Betrachtungen angestellt, die nach Besprechung der Vorstellungen von *R. Schwinner* (1932), *F. Angel* (1929) und *K. Redlich* und *F. Cornu* (1901) zu folgender Schlußfolgerung führen: Der Sericit ist durch Metamorphose bei niedriger Temperatur in Zusammenhang mit Bewegungsvorgängen entstanden, wobei diese Durchbewegung (Überschiebung des Semmeringquarzites) die wichtige Voraussetzung für die Schaffung von Wegsamkeitsbahnen war.

Siehe dazu: P. Wieden und *G. Hamilton,* Die Weißerde von Aspang, Tsch. Min. u. petr. Mitt. *3* (1952), H. 1, p. 45—50.

Monatsversammlung

am 9. Februar 1959

Vortrag:

E. J. Zirkl

Bericht über die Tagung 1958 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Hamburg und die anschließenden Exkursionen

Vom 4. bis 9. September 1958 fand in Hamburg die 36. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft statt. Sie war gleichzeitig eine Feier zum 50jährigen Bestand der Gesellschaft. Das Bundesministerium für Unterricht gewährte für die Teilnahme an dieser Tagung einen Reisekostenzuschuß, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

Die Anreise nach Hamburg erfolgte nicht direkt, sondern über Frankfurt und Wetzlar, da mich die Optischen Werke Ernst Leitz schon seit langem zu einem Besuch freundlichst eingeladen hatten. So war ich vier Tage Gast des Werkes und konnte nicht nur den Betrieb mit seinen modernen Einrichtungen, die Produktion von Mikroskopen, Universaldrehtischen, Integrationstischen, Photokameras usw. sehen, sondern darüber hinaus auch noch mit verschiedenen Herren, allen voran mit Herrn Dr. *Medenbach,* über einige praktische und theoretische Fragen der Mikroskopie, Mikroprojektion und Mikrophotographie diskutieren. Auch den Leitz-Werken sei hier nochmals herzlichst für ihr großzügiges Entgegenkommen gedankt.

Nach Hamburg waren etwa 250 Wissenschaftler, davon 17 Ausländer aus 11 verschiedenen Staaten zur Tagung gekommen. Österreich war — mit mir — durch vier Teilnehmer vertreten.

Am ersten Tag begrüßte der Vorstand des Mineralogischen Institutes der Hamburger Universität, Herr Prof. *Drescher-Kaden,* in seinem vollständig neu aufgebauten Institut die Tagungsteilnehmer mit einer kurzen Ansprache. Dann eröffnete Herr Prof. *F. Laves* (Zürich) als Vorstand der Gesellschaft die Tagung und nannte anschließend den Preisträger 1958 eines von der Industrie gestifteten Preises zur Förderung des Nachwuches. Es war Doz. *Hellner* aus Marburg an der Lahn. Der Preis bestand aus einem kostbar ausgestatteten, für die Beobachtung im Durch- und Auflicht eingericheten Forschungsmikroskop der Firma E. Leitz.

Zwei historische Festvorträge von *K. H. Scheumann* (in sehr launiger Weise von *H. O'Daniel* verlesen) und *F. Laves* über die Geschichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft bzw. die Entwicklung der Kristallographie während der letzten 50 Jahre folgten. Der Rest des Vormittags war der Besichtigung des neuen Mineralogischen Institutes mit seinen modernsten Einrichtungen, Apparaten und Instrumenten gewidmet. Es war ein überwältigender Eindruck.

Mittags wurden die Tagungsteilnehmer mit Autobussen zur Schiffsbegrüßungsanlage nach Schulau gebracht. Diese Anlage verfügt über einen Lautsprecher, der jedem ankommenden oder abfahrenden Schiff einen Willkommen- bzw. Abschiedsgruß entgegensendet. Nach einem gemeinsam eingenommenen Mittagessen fuhren alle mit einem Sonderboot die Elbe aufwärts wieder zurück nach Hamburg. Im Rathaus wurde vom Stadtsenat ein Empfang gegeben, der der Tagung ein würdiges und feierliches Gepräge verlieh. Der anwesende Senator sagte in einer sehr humorvollen Begrüßungsansprache unter anderem, daß er natürlich

ein Laie sei, aber er sei gewissermaßen froh über seine Laienhaftigkeit, denn nur ein Laie könne mit Begriffen, wie Kristallstruktur, Metasomatose, Hornblende (diesen Begriff hob er besonders hervor), Diffraktionsmethode usw. so geheimnisvolle und phantastische Vorstellungen verbinden, wie sie ein Fachmann niemals haben kann.

Die beiden nächsten Tage, der 6. und 7. September, waren ausschließlich den wissenschaftlichen Vorträgen gewidmet. In zwei modernen Hörsälen des chemischen und physikalischen Institutes wurden mehr als 50 Vorträge über meist mineralogische, weniger über petrographische Themen gehalten. Da die im Programm angegebenen Zeiten nicht genau eingehalten und auch sonst manche Umstellungen vorgenommen wurden, war es nicht ganz einfach, zu jenen Referaten zurechtzukommen, die besonders interessant schienen. Den Abschluß dieser Tage bildete die ordentliche, von 17 bis 21 Uhr dauernde Mitgliederversammlung.

An den folgenden Tagen waren nur noch Exkursionen auf dem Programm. Am Montag, den 8. September, startete man mit Autobussen nach Geesthacht, zum größten, damals noch im Bau befindlichen Forschungsreaktor Deutschlands, der inzwischen bereits in Betrieb genommen wurde. Der Reaktor soll vorwiegend dem Studium von Fragen dienen, die mit der Verwendung der Atomenergie als Schiffsantrieb zusammenhängen. Deshalb verfügt die Anlage über Einrichtungen, mit denen besonders große Maschinenteile der Bestrahlung ausgesetzt werden können. Es ist ein Reaktor vom Swimming-Pool-Typ, dessen 5-MW-Leistung aus 5·44 kg U^{235} (auf 20% angereichert) gewonnen wird. Die Sicherung und Regelung erfolgt durch Trimmstäbe aus Borkarbid. Das Reaktorbecken besteht aus vier Einzelbecken, in denen jeweils das Brennstoffelement eingehängt werden kann. Die Wände des Beckens bestehen aus 1·9 m Schwerspatbeton und 0·5 m Schutzbeton. Die Baukosten der gesamten Anlage belaufen sich auf ungefähr 10 Millionen Deutsche Mark.

Nach dem Mittagessen fuhr die Gesellschaft weiter nach Lüneburg. Hier wurde nach einem kurzen Stadtrundgang der Boracitfundpunkt vom Kalkberg besucht. Es gelang auch, einige Boracitkristalle, zum Teil lose, zum Teil eingesprengt in Gips, an einer einzigen Stelle in dem nicht mehr im Betrieb befindlichen Gipsbruch zu finden. Nun wurde nochmals ein Rundgang durch Lüneburg unter der Führung von Herrn Dr. *J. Niedermayer* (vom Geologischen Landesamt, Hamburg) gemacht. Diesmal jedoch wurden die verschiedenen Zerstörungen und Beschädigungen an Straßen und Bauten besichtigt, die im Raume eines etwa 1 km² großen Senkungsgebietes über dem Lüneburger Salzstock auftreten. Senkungsbeträge von durchschnittlich 2 cm, maximal jedoch 5 cm pro Jahr und rund 5 bis 6 m in den letzten 60 Jahren wurden beobachtet. Verschiedentlich kommen auch Erdschläge, also plötzliche Verschiebungen in vertikaler, aber auch horizontaler Richtung vor. Es war sehr eindrucksvoll, die schiefstehenden Häuser, die verstellten Straßen oder die versetzten Gartentore zu sehen. Das Salz des Stockes, das durch eine Solquelle nach oben gelangt und dadurch Raum für die Absenkung gibt, wird in einem Sudwerk gewonnen.

Am nächsten Tag wurde zeitlich am Morgen mit einem großen Bäderschiff die siebenstündige Reise nach Helgoland angetreten. Unter der kundigen Führung von Herrn *E. Voigt* wurde während eines Blitzrundganges ein interessanter Einblick in die Geologie und die Wasserversorgung der Insel gewonnen. So wurde unter anderem mitgeteilt, daß 780 m unter der Insel Steinsalz erbohrt wurde. Ein sehr interessantes anderes Detail brachte eine große Sprengung, die im Zuge der Beseitigung der Kriegsbefestigungen durchgeführt wurde: Das Sial reicht nur bis in eine Tiefe von 11 km!

Am 10. September begann die bis zum 13. September dauernde Harzexkursion mit einer Autobusfahrt nach Goslar und zu den Obertagsaufschlüssen von

Rammelsberg. Herr Prof. *F. Buschendorf* gab zuerst eine Übersicht über die Geologie des Harznordrandes und führte dann vom Maltermeisterturm zum berühmten Kommunionssteinbruch. Hier konnte man die devonischen Nebengesteine des Rammelsberger Erzlagers, ihre überkippte Muldenstellung und diese durchsetzende Störungen genau studieren. Am späten Nachmittag traf die Exkursion im Direktionsgebäude des Rammelsberger Erzbergwerkes ein, wo nochmals an Hand des prachtvollen Lagerstättenmodells über die Ausdehnung und geologische Position eingehend vorgetragen und diskutiert wurde. Die reichhaltige Werksammlung vermittelte gleichzeitig einen schönen Überblick über die Erze und ihre allgemein als exhalativ-sedimentär angenommene Entstehung. Da über den Rammelsberg eine ziemlich ausführliche Literatur zur Verfügung steht, sollen hier nur noch die Durchschnittsmetallgehalte des kompakten Reicherzes angeführt werden: 20% Zn, 10% Pb, 9% Fe, 1·3% Cu, 1·3% Mn, 800 g/t Sb, 500 g/t As, 500 g/t Cd, 150 g/t Ag, 150 g/t Co, 150 g/t Sn, 80 g/t Hg, 70 g/t Bi, 40 g/t Tl, 20 g/t Ni, 20 g/t In, 1 g/t Au.

Der nächste Tag war der Besichtigung des ausgedehnten Eisenerzreviers von Salzgitter und der Werksanlagen der Erzbergbau Salzgitter AG. gewidmet. Die bis ins kleinste Detail sorgfältig geplante Führung lag in den Händen von Herrn Dr. *H. Kolbe* (Salzgitter AG.). Gleich zu Beginn der Exkursion wurde jedem Teilnehmer ein ganzes Heft mit Erläuterungen, Karten, Profilen und Tabellen übergeben. Dann ging es zum ehemaligen Tagbau Glockenberg und nach einer kurzen Fahrt mit Unterbrechungen für die geologischen und lagerstättenkundlichen Erläuterungen von Herrn Dr. *Kolbe* zum imposanten Tagbau Haverlahwiese. Mit einem rund 600 t schweren Großschürfer (dragline) wird hier das oolithische Hauteriveerz in riesigen Etagen abgebaut. Die Tagesproduktion beträgt maximal 3500 t, bei einer Belegschaft von 330 Arbeitern und Angestellten. Der durchschnittliche Eisengehalt wird mit 30%, der SiO_2-Gehalt mit 18% angegeben. Die Vorräte werden auf 4 Millionen Tonnen Erz bei einem Abraum von 5 Millionen geschätzt. Es gehörte zu den eindrucksvollsten Erlebnissen der ganzen Reise, den Großschürfer mit seinem 60 m hohen Ausleger und seinem 14 t Erz fassenden Kübel arbeiten zu sehen. Als mineralogische Besonderheit gab es in den hangenden mittelalbtonen eine große Anzahl von Mergelkonkretionen mit kleinen Zinkblendekristallen.

Nach dem reichhaltigen Mittagessen in der Glückauf-Halle der Erzbergbau Salzgitter AG. wurden die Laboratorien und Aufbereitungsanlagen ausführlich besichtigt.

Am nächsten Tag teilte sich die Exkursionsgesellschaft, und eine Hälfte fuhr nochmals zur Grubenbesichtigung nach Rammelsberg, während die andere in die Blei-Zinkgrube „Hilfe Gottes" bei Bad Grund einfuhr. Die Führung der zweiten Gruppe hatte Herr Dr. *H. Hüttenhain* übernommen. Die Lagerstätte von Bad Grund ist eine der zahlreichen gangförmigen Erzvorkommen des Oberharzes hydrothermaler Entstehung, die als Ganggefolgschaft der im Oberkarbon intrudierten Granite (Brocken-, Ocker- und Lautenthal-Grunder-Granit) anzusehen sind. Die Gangfüllung besteht in den oberen Bereichen vorwiegend aus Bleiglanz, Quarz, Siderit, Baryt mit wenig Zinkblende und Kalzit. Die beiden letzten nehmen in größeren Teufen immer mehr zu, während Bleiglanz, Siderit und Baryt zurücktreten. Am Nachmittag begab man sich noch zum großen Steinbruch von Iberg, wo die für die Verhüttung der sauren Salzgittererze notwendigen Kalkmassen gewonnen werden.

Der letzte Tag wurde mit einer Rundfahrt durch den Oberharz ausgefüllt. Der Weg berührte neben anderen einen Aufschluß im turmalinführenden Brocken-

granit (Königskrug), die ultrabasischen Gesteine von der Kolebornkehr, den Gabbro vom Bärenstein und die Diabase und Magnetitvorkommen am Spitzenberg.

Damit war eine sehr lehrreiche und interessante Reise zu Ende, auf der nicht nur wissenschaftliche Eindrücke vom Stand der Mineralogie und Petrographie in Deutschland, sondern auch eine Reihe von Eindrücken von der wirtschaftlichen und sozialen Stellung der deutschen Wissenschaftler gewonnen wurden.

Diskussion: *Schiener* (25 Anwesende).

Generalversammlung

am 9. März 1959

Nachdem die für 18 Uhr einberufene erste Generalversammlung nicht beschlußfähig war, eröffnete der 1. Vorsitzende der Gesellschaft, *A. Schiener*, um 18.25 Uhr eine zweite, auf jeden Fall beschlußfähige Versammlung, die folgende Punkte der Tagesordnung erledigte:

1. Bericht über das vergangene Vereinsjahr. Als Schriftführer berichtete *P. Wieden* über das abgelaufene Jahr. Der Vorstand des Vereines setzte sich aus folgenden Personen zusammen: 1. Vorsitzender: *A. Schiener*, 2. Vorsitzender: *F. Machatschki*, 3. Vorsitzender: *K. Kontrus*, 4. Vorsitzender: *H. Wieseneder*, Schriftführer: *P. Wieden*, Kassier: *R. Scholler*, Vorstandsmitglieder: *H. Haberlandt*, *G. Hamilton*, *H. Karabacek*, *W. Medwenitsch*, *E. Zirkl*, Beiräte: *W. Freh* (Linz), *H. Heritsch* (Graz), *B. Sander* (Innsbruck, *K. Tausch* (Leoben). Es fanden 6 Vortragsabende (8 Vorträge) und eine Exkursion nach Auschlag-Zöbern statt. Durchschnittlicher Besuch bei den Vorträgen: 27 Mitglieder und Gäste. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in 4 Ausschußsitzungen. Anläßlich der 50. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft wurde ein Gratulationsschreiben abgesandt. Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft ist der International Mineralogical Association (IMA) beigetreten. An der ersten Sitzung der IMA in Madrid hat *A. Preisinger* als Vertreter teilgenommen. Im Jahre 1958 erschien kein Heft der Mitteilungen. Da kein Manuskript vorlag, konnte auch kein Sonderheft herausgegeben werden.

Mitgliederbewegung: gestorben 2
gestrichen 5
ausgetreten 1
neue Mitglieder 2 *(F. Tuma, W. Haid).*

Derzeitiger Mitgliederstand: 123 Inländer
15 Ausländer
Summe: 138 (im Jahre 1957: 144).

2. Kassenbericht: In Vertretung von *R. Scholler* gab *H. Salzer* den Rechenschaftsbericht. Auf Antrag des Rechnungsprüfers wurde dem Kassier einstimmig die Entlastung erteilt.

3. Wahl der Vorstandsmitglieder für 1959. Das Wahlergebnis war mit überwiegender Mehrheit für den neuen Vorschlag.

4. Wahl der Rechnungsprüfer. Es wurden einstimmig die früheren Rechnungsprüfer *H. Salzer* und *F. Opawa* wiedergewählt.

5. Der Mitgliedsbeitrag bleibt unverändert S 30.— für ordentliche Mitglieder und S 5.— für Studenten.

Um 18.40 Uhr wird die ordentliche Generalversammlung vom 1. Vorsitzenden geschlossen und als Monatsversammlung fortgesetzt. Es folgt der

Vortrag:

E. Schroll:

Kieserzlagerstätten auf Chalkidike, Kassandra und Eisenmanganerzlagerstätten bei Kavalla

Eine Exkursion führte den Verfasser im Jahre 1958 nach Griechisch-Mazedonien, wo er Gelegenheit hatte, die Schwefelkieslagerstätten auf der Chalkidike und terrestrische Eisen-Mangan-Verwitterungslagerstätten bei Kavalla zu besuchen. Die Exkursion führte von Thessaloniki durch die Chalkidikehalbinsel nach Stratoniki und Stratoni. Große Schlackenhalden sind die Zeugen einer intensiven Bergbautätigkeit seit Alexander dem Großen. Der Bergbau wird heute von der Hellenic Company of Chemical Products and Fertilisers Ltd. betrieben. Die Förderung beträgt ca. 300.000—400.000 t Pyrit pro Jahr mit 32% Schwefel. Hinzu kommen noch 70.000—100.000 Jato gemischte Sulfide mit Roherzgehalten von 30% S, 3—4% Pb, 5—7% Zn und 1—2% As. Der Schwefelkies wird zum Teil mechanisiert im Tagbau gewonnen, wobei das Abraummaterial im wesentlichen Anteil aus oxydischem Eisenerz (46—50% Fe) besteht. Bemerkenswert sind Pyritseifen im Strand von Stratoni, die 300.000 t Schwefelkies mit 24% Schwefel umfassen. Diese Seifen sind allerdings industrieller Herkunft und stammen aus den Abgängen einer aufgelassenen naßmechanischen Aufbereitung, die durch die Meeresbrandung eine weitere natürliche Aufbereitung erfahren haben.

Bezüglich der geologisch-mineralogischen und weiteren lagerstättenkundlichen Daten dieser bedeutenden Kieslagerstätte wird auf die ausgezeichneten Arbeiten von *W. H. Neubauer* (Lit. 1, 2) verwiesen.

Im Gebiet nördlich von Kavalla wurden terrestrische Verwitterungslagerstätten von Eisen-Manganerzen gründlicher begangen, die in der Literatur noch kaum Erwähnung gefunden haben. Diese Vorkommen sind an das Liegende von altpaläozoischen Kalkmarmoren gebunden, die auf Chloritphyllit lagern. Die Erze bilden entweder Linsen oder schlauch- bis gangartige Erzkörper, die einem NW-SO-Kluftsystem folgen. Bemerkenswert ist die Verteilung der Eisen- und Mangangehalte der Verwitterungsvererzung. Die reichen Manganerze sind vorzüglich linsig an ein bestimmtes Niveau der Phylliteinlagerung gebunden und folgen vermutlich dem Verlauf eines alten Grundwasserspiegels. Die Eisenerze bevorzugen das Störungssystem im Kalkmarmor selbst und das obere Stockwerk der Verwitterungslagerstätte. Sie können dann ausgesprochen manganarm sein.

Der Erzinhalt besteht aus Polianit, Pyrolusit, Psilomelan, Wad und Chalkophanit ($ZnMn_3O_7 \cdot 3\,H_2O$), Limonit (Nadeleisenerz und Rubinglimmer). Extensiv sind im mikroskopischen Verteilungsbereich noch nicht näher bestimmte Arsenate und Antimonate vorhanden. Als Gangart scheint Kalkspat und Quarz auf.

Die Vererzung beweist durch die Gehalte an Ba, Zn, As, Sb, Pb und Cu die Bindung zu der Erzmineralisation der ägäisch-tauridischen Unterprovinz, die sich im Erzinhalt durch Vorwiegen von Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Schwerspat und Rhodochrosit auszeichnet. Die Vererzung ist nicht als unmittelbarer Eiserner Hut solcher Erzgänge aufzufassen, sondern eine terrestrische Verwitterungslagerstätte vom Typ Hundsrück (nach *Schneiderhöhn*), die ihren Stoffbestand jedoch aus primären Vererzungen bei großräumiger Umlagerung erfahren hat.

Literatur

1. *Neubauer, W. H.*, Geologie der blei- und zinkreichen Kieslagerstätten von Kassandra (Chalkidike, Griechenland). Berg- u. Hütt. Mh. *102* (1957), 1—16. —

2. *Neubauer, W. H.*, Der zyklische Magmatismus auf der Chalkidike und seine Erzlagerstätten. Berg- u. Hütt. Mh. *101* (1956), 164—169. — 3. *Schroll, E.*, Beitrag zur Kenntnis von Eisen-Mangan-Erzverwitterungslagerstätten im Raume nordwestlich Kavalla (Griechisch-Mazedonien). In Vorbereitung.

Monatsversammlung

am 13. Mai 1959

Der angekündigte Vortrag von *J. Kamenicky*, Preßburg, über „Neue Ergebnisse der petrographischen und geologischen Forschung im Kristallin der Zentralkarpaten" muß wegen Ausreiseschwierigkeiten abgesagt werden. Es findet ein Ersatzvortrag statt:

E. Zirkl:

Übersicht der Entwicklung von Polarisatoren

Es ist erstaunlich, daß erst im Jahre 1808 der Franzose *E. L. Malus* die teilweise Polarisation des an einem durchsichtigen Medium reflektierten Lichtes entdeckte, obwohl die „Veränderung" des gewöhnlichen Lichtes beim Durchgang durch ein Kalzitprisma schon *C. Huyghens* 130 Jahre früher bekannt war. Während *Huyghens* Licht als longitudinale Schwingung auffaßte, wurde durch die Versuche von *Malus* ein Beweis für die transversale Natur der Lichtwellen erbracht. *Malus* verwertete seine Beobachtung zur Herstellung des ersten Polarisationsinstrumentes, mit dem er imstande war, einfache Untersuchungen über das optische Verhalten doppelbrechender Substanzen anzustellen. Damit legte er den Grundstein für die in der Folgezeit so elegant ausgebauten Untersuchungsmethoden mit dem Polarisationsmikroskop. Um die Ausbeute an polarisiertem Licht zu erhöhen, benutzte *Malus* einen einfachen Glasplattensatz. Doch hatte ein derartiges Gerät zwei schwerwiegende Nachteile: 1. sind weniger als 10% des reflektierten Lichtes polarisiert und 2. wird der Strahlenverlauf durch die Reflexion geknickt. Deshalb benutzte *Malus* später nicht mehr den reflektierten, sondern den gebrochenen Strahl, um den Nachteil der Richtungsänderung wenigstens teilweise zu umgehen.

Ein wesentlich anderes Prinzip zur Erzeugung polarisierten Lichtes wandte *Brewster* an, indem er bei seinen Experimenten vor eine Lupe ein Turmalinplättchen schaltete. Der Turmalin ist bekanntlich so stark pleochroitisch, daß er den ordentlichen Strahl fast vollständig absorbiert, während der parallel zur kristallographischen (und optischen) Hauptachse schwingende, außerordentliche Strahl durchgelassen wird (Turmalinzange). Diese Methode hat jedoch wieder den anderen Nachteil, daß das aus dem Turmalin austretende Licht meist sehr stark (vorwiegend grün) gefärbt ist. Wenige Jahre später benutzte *Brewster* als erster den Kalkspat (Doppelspat, damals häufig auch Doppelstein genannt) zur Polarisation des Lichtes, indem er an einem Prisma Blenden so anordnete, daß durch die Austrittsblende nur eine Schwingung hindurchtreten konnte, während die andere abgedeckt wurde.

Erst vor 130 Jahren (1828) glückte dem englischen Physiker *W. Nicol* die Konstruktion eines weit brauchbareren Polarisationsapparates, nämlich des allgemein bekannten *Nicol*schen Prismas. Es war eine wahrlich geniale Idee, ein Kalzitprisma diagonal durchzuschneiden und es dann wieder zusammenzukitten, um an dieser Kittschichte den einen der beiden Strahlen (den ordentlichen) durch Totalreflexion aus dem Strahlengang abzulenken. Damit wurde die Ausbeute an polarisiertem Licht auf etwa 40% erhöht.

So allgemein das *Nicol*sche Prisma bekannt ist, so wenig ist jedoch bekannt, daß es heute nur noch ganz selten in alten Polarisationsmikroskopen oder anderen Instrumenten zu finden ist und wohl heute nirgends mehr eingebaut wird, da die Originalkonstruktion von *Nicol* doch ganz empfindliche Nachteile aufweist, die man in der Folgezeit durch andere Konstruktionen und Berechnungen wettzumachen versuchte. Das Prinzip der totalreflektierenden Kitt- bzw. Trennungsschicht ist jedoch allen späteren Polarisatoren eigen. Einige der kleineren Nachteile der *Nicol*schen Prismen sind z. B. der große Kalzitverbrauch, die lange Bauweise und die schiefen Endflächen. Dazu kommen die weit schwerwiegenderen optischen Nachteile, etwa der Anastigmatismus und der geringe Öffnungswinkel von nur 21°. Das heißt, daß man durch ein *Nicol*sches Prisma ein kegelförmiges Lichtbündel mit nur 21° polarisieren kann und daß das austretende Licht keinesfalls vollständig parallel schwingt, sondern im Gegenteil die randlich austretenden Strahlen ziemlich stark von der Normalrichtung abweichen.

Alle diese Mängel konnten wenigstens zum Teil durch die Konstruktionsvorschläge in den späteren Jahren wettgemacht werden. So hat das 1866 herausgebrachte *Hartnack-Prasmowski*-Prisma gerade Endflächen und ein weit größeres Gesichtsfeld, oder das *Glan-Thompson*-Prisma je nach Verhältnis von Länge und Breite eine Apertur bis zu 40°. Das heute noch reichlich verwendete *Ahrens*-Prisma kann besonders kurz gebaut werden und erfordert wie das *Ritter-Frank*-Prisma sehr geringe Kalkspatmengen.

Einen wesentlichen Bestandteil aller Prismen bildet die quer durch dieses verlaufende Kittschicht. Früher wurde Kanadabalsam als Kittschicht verwendet, doch schon beim *Hartnack-Prasmowski*-Prisma ist der Kitt ein ganz besonders vorbehandeltes Leinöl (das eine zweimonatige Kittzeit erfordert). Heute werden die Prismen allgemein mit Kunstharzen gekittet, was für die Produktion eine wesentliche Verbesserung bedeutet. Trotzdem sind alle Kalkspatprismen stark temperaturempfindlich und vertragen eine Erwärmung auf nur höchstens 70°. Da man vor allem bei Projektionsapparaten mit starken Lichtquellen, die an und für sich (trotz Wärmeschutzfilter) große Wärmemengen an das Polarisationsprisma heranbringen, operieren muß, und da durch die Absorption des ordentlichen Strahles eine noch stärkere zusätzliche Erwärmung erfolgt, die die Kittschichte schädigen kann, hat bereits 1857 *Foucault* ein aus vier Teilen zusammengesetztes Prisma ohne Kitt (Luft zwischen den Einzelteilen) herausgebracht, das später durch *Bertrand* noch verändert wurde. Dieses *Foucault*-Prisma, das auch heute noch, z. B. in Projektionsapparate, eingebaut wird, hat eine sehr kleine Apertur von nur 11°, dagegen aber den Vorteil der kurzen Bauweise (Länge zu Breite = 0·825).

Es fehlt hier leider der Raum um die verschiedensten Polarisationsprismen mit allen ihren Einzelheiten, Vor- und Nachteilen zu beschreiben. Es erübrigt sich auch insofern, da eine ausführliche Zusammenstellung der älteren Konstruktionen in *H. Rosenbusch* und *E. A. Wülfing*, 1921: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Band 1, zu finden ist. (Im Vortrag wurde auf die wichtigsten Typen etwas näher eingegangen.)

Es scheint uns viel wichtiger auf die modernen, sich immer mehr durchsetzenden Polarisatoren, die sogenannten Polaroide oder Polarisationsfilter, näher einzugehen. Bei diesen Filtern werden die pleochroitischen Eigenschaften gewisser Stoffe, also die fast völlige Absorption einer Schwingung (wie beim Turmalin) ausgenützt.

Schon *Brewster* und *Haidinger* war bekannt, daß verschiedene Farbstoffe extrem stark pleochroitisch werden, wenn man sie auf einer Glasplatte durch Polieren in einer Richtung oder gerichtetes Ausstreichen orientiert. Auch isotrope Substanzen können durch Ausrichten ihrer Moleküle während einseitiger Dehnung

(oder Auswalzen) mittels geeigneter Farbkombinationen stark dichroitisch gemacht werden. So kann man sich leicht selbst durch Streckung einer Cellulosehydrat- oder Polyvinylalkoholfolie und mehrmaliges Anfärben mit einer wässerigen Jod-Alkohol-Lösung ein derartiges Polarisationsfilter herstellen.

Eine andere Art der Absorptionsfilter sind die nach dem Erfinder *Bernauer* benannten Bernotare. Die älteren Erzeugnisse (nach 1935) bestanden aus Einkristallschichten des extrem stark pleochroitischen Chininsulfatperjodits (auch Herapathit nach dem Entdecker *Herapath* genannt) zwischen zwei Glasplatten. Da die Züchtung von genügend großen Herapathitkristallen erhebliche Schwierigkeiten bereitet, ist man später dazu übergegangen, in einem isotropen Medium eingebettete und in einem starken magnetischen Feld ausgerichtete unzählige submikroskopische Herapathitkriställchen zur Herstellung von Filtern zu verwenden. Die anfangs stark rot oder braun gefärbten Filter, lernte man bald durch Mischung verschiedener Kristalle soweit zu verbessern, daß die Polarisation von der Wellenlänge praktisch unabhängig wurde.

Diese Filter, besonders aber die in den Nachkriegsjahren weitgehend verbesserten Färbungsfilter stellen für die allermeisten Fälle einen vollwertigen Ersatz der Kalkspatprismen dar. Hinzu kommt, daß die Beschaffung von Kalkspat immer schwieriger und kostspieliger wird, weil die Vorkommen in Island praktisch erschöpft sind. Zwar hat man im letzten Jahrzehnt neue Fundstellen in Neu Mexiko entdeckt, doch auch diese werden nicht allzulange reichen.

Wegen des großen Mangels an Kalzit hat man schon sehr früh Versuche mit gezüchteten Natronsalpeterkristallen angestellt. Aber die Wasserlöslichkeit brachte für Produktion und Verwendung fast unüberwindliche Nachteile. So setzen sich die Polarisationsfilter in fast allen Zweigen der Optik immer mehr und mehr durch, da sie neben ihrer relativen Billigkeit auch noch andere Vorteile bieten: nämlich geringen Platzbedarf und die Möglichkeit, Filter mit großen Durchmessern herzustellen. Dadurch kann der Konstrukteur die Polarisatoren an die verschiedensten Stellen des Strahlenverlaufes einbauen, ohne zusätzliche Korrekturlinsen für die bei Kalkspatprismen auftretenden astigmatischen Bildfehler anwenden zu müssen.

Doch fast nie wird ein Vorteil ohne Nachteil errungen: Die Polarisationsfilter haben zum Teil eine geringere Lichtdurchlässigkeit und vertragen keine stärkere Erwärmung. Daher können sie nicht in Projektionsanlagen mit sehr starken Lichtquellen Verwendung finden, dagegen haben sich auf anderen Gebieten sehr viele neue Anwendungsmöglichkeiten ergeben, von denen hier nur z. B. große Spannungsprüfeinrichtungen hervorgehoben werden sollen.

Zum Schluß soll noch eine Weiterentwicklung des ursprünglichsten Polarisationsgerätes, des Glasplattensatzes, erwähnt werden, es ist das der sogenannte Interferrenzpolarisator. Bei ihm werden abwechselnd hoch- und niedriglichtbrechende Schichten auf einen Glasträger aufgedampft. Wenn nun Licht unter dem *Brewster*schen Polarisationswinkel einfällt, wird nur die senkrecht zur Einfallsebene schwingende Komponente reflektiert und bei geeigneter Wahl der Schichtdicken befindet sich der reflektierte Anteil gerade in Phase, so daß sich die Teilwellen gegenseitig verstärken. Bei dieser Art der Polarisation tritt keine Absorption und daher keine Erwärmung ein. Dafür wieder ist die Vollständigkeit der Polarisation sehr stark von der Wellenlänge und dem Einfallswinkel abhängig, so daß die Verwendungsmöglichkeit dieser Filter heute noch sehr beschränkt ist.

Wir können sicher sein, daß wir auf dem Gebiete der Polarisatoren noch verschiedene Neuschaffungen erleben werden, doch hat sich bisher gezeigt, daß die

Verbesserung bestimmter Mängel Nachteile auf der anderen Seite gebracht hat, und wir noch weit davon entfernt sind, vollkommene Polarisatoren zu besitzen.

Diskussion: *Preisinger, Schiener,* Vortragender (12 Anwesende).

Jahrestagung 1959

Exkursion

am 2. Oktober 1959

in die Ölfelder des Wiener Beckens unter der bewährten Führung von *H. Wieseneder.*

Vorträge

am 3. Oktober 1959

H. Wieseneder: Fortschritte der sediment-petrographischen Forschung.
Der Vortrag wird in Tsch. min. petr. Mitt. Bd. 7, Heft 4, S. 451, abgedruckt.

Diskussion: *Wieden,* Vortragender.

K. Schluge, Oberkochen: *Das Elektronenmikroskop in der mineralogischen und petrographischen Forschung.*

Diskussion: *Preisinger, Wieden, Wieseneder,* Vortragender.

A. Preisinger: Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Schichtsilikate.

Diskussion: *Meixner, Wieseneder,* Vortragender.

P. Wieden:

Die Tonlagerstätte Stoob im Burgenland

Der in der Umgebung von Stoob vorkommende Ton ist zwischen feinem und tonigem Sand eingeschaltet. Er gehört zum Teil dem Sarmat, zum Teil wahrscheinlich schon dem Pannon an. Die untersuchten Tone sind ein äußerst feinkörniges Sediment ($95\% < 20\,\mu$, $48\% < 2\,\mu$). Der Kornaufbau läßt die Vermutung zu, daß es sich um Ablagerungen mehr gegen die Mitte eines Beckens handelt, während die Sande (Ritzinger, Lackenbacher Sande) sich nahe der Nordküste abgelagert haben. *F. Kümel* bezeichnet das Gebiet zwischen Oberpullendorf—Stoob—Kobersdorf—Draßmarkt als Draßmarkter Teilbecken und trennt es vom Landseer Becken ab. Dieses Teilbecken war durch die Kristallinschwellen bei Stoob und Oberpullendorf von der offenen Wasserfläche abgeschlossen. Weiters fehlten Flüsse und größere Bäche, die grobe Absatzstoffe zugebracht haben.

Als Ausgangsmaterial für den Ton ist der aplitische Gneis (aufgeschlossen vor Stoob an der Ostseite des Stoober Baches) zu betrachten. Dieser feinkörnige Gneis besteht aus Mikroklin, Plagioklas (Oligoklas), Quarz und Muskovit. Mineralkomponenten des Stoober Tones:

Kaolinit: 30—40%,
Quarz: 16—22%,

Rest: Muskovit, Illit, Montmorillonit (Nontronit) und Feldspat.

Elektronenoptische Aufnahmen zeigten, daß der Kaolinit sehr kleinkristallin ($< 1\,\mu$) entwickelt und schlecht kristallinisiert ist.

Die Sande bestehen vorwiegend aus kantengerundetem bis abgerolltem Quarz, verrundeten Gneisresten, etwas Feldspat und wenig Glimmer. In einzelnen Sandlagen tritt starke Anreicherung von Limonit auf. Andere zeigen hingegen Bleichungseffekte, die auf die Wirkung von Humussäuren zurückzuführen sind.

In einem Aufschluß im Gemeindewald ist in einem Profil zu erkennen, daß über dem typischen Stoober Ton Feinsande, teils in Wechsellagerung mit Ton und diese dann von Grobsand überlagert werden. Die Grenze Feinsand-Grobsand ist scharf. Darüber folgt eine etwa 20—30 cm starke Schicht eines bentonitischen Tones, der durch Umwandlung von vulkanischem, glasig-tuffigem Material entstanden sein dürfte. Der Bentonithorizont zeigt weitere Verbreitung (Lagen in Lackenbacher und Lackendorfer Sanden, Kalkgruben) und könnte für stratigraphische Zwecke Bedeutung gewinnen.

Die kaolinitisch-schwach illitische Verwitterung kann auch unter Moorbedeckung vor sich gegangen sein (Kohle von Weingraben), also unter ähnlichen Bedingungen, wie wir sie von den Kaolinen des Waldviertels kennen.

Literatur

1. *Janoschek, R.*, Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. Mitt. Geol. Ges. Wien *24* (1931). — 2. *Kümel, F.*, Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. Jahrb. Geol. BA Wien *86* (1936). — 3. *Kümel, F.*, Das Hafnerhandwerk von Stoob. Verh. Geol. BA Wien, 1939. — 4. *Küpper, H.*, Erläuterungen zur geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz (1 : 50.000). Geol. BA Wien, 1957.

Diskussion: *Hamilton, Schroll, Wieseneder,* Vortragender.

E. Schroll:

Seltene Elemente in biogenen Sedimenten

Im Rahmen einer geochemischen Untersuchungsreihe österreichischer Sedimentgesteine wurden zunächst biogene Sedimente, Kohlen und andere Biolithe auf die Verteilungsgesetzmäßgkeiten seltener Spurenelemente analysiert. Eine erste Arbeit von *I. Janda* und *E. Schroll* (Lit. 1) behandelte die Verteilung des Borgehaltes in 35 Kohlengesteinsproben. In Kohlenaschen wurde maximal ein Gehalt an 0·46% Bor gefunden. Die höchsten Gehalte zeigen die Glanzbraunkohlen der inneralpinen Molasse.

In einer weiteren umfangreichen Arbeit von *M. Brandenstein, I. Janda* und *E. Schroll* (Lit. 2) wurden 115 ostalpine Kohlen- und Bitumengesteinsproben auf 21 seltene Elemente untersucht. Die Auswertung der Analysenergebnisse, welche noch unveröffentlicht ist, zeigt eine deutliche Beziehung zum geologischen Alter der Kohle (siehe Tab. 1), wobei allerdings bis zu einem gewissen Grad die Inkohlung zu berücksichtigen ist.

Die Spurengehalte in österreichischen Kohlengesteinen zeigen einen auffälligen Zusammenhang mit dem geologischen Geschehen der alpinen Orogenese. Die Steinkohlen aus den Lunzer Schichten weisen die höchsten Pb- und Zn-Gehalte von Kohlen im ostalpinen Raum auf. Dies ist eine auffallende Parallelität zu den Pb-Zn-Lagerstätten in der süd- und nordalpinen Trias, welche nach neueren Anschauungen triassisches Alter besitzen soll. Im Jungtertiär tritt der Lagerstätteninhalt ostalpiner Vererzungen insbesondere mit As, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn und Ag in Erscheinung. Die Spurenanalyse läßt auch die Unterscheidung zwischen der Zufuhr von Sediment aus sauren oder basischen Massengesteinen zu. Für saure

Massengesteine sind höhere Konzentrationen an Be, Ge, Ga und U kennzeichnend, während Cr und Ti auf einen Zusammenhang mit basischen Gesteinen hinweisen.

Die ostalpinen Kohlengesteine sind im Vergleich mit anderen Kohlen, insbesondere aus dem varistischen Raum, außerordentlich arm an seltenen Elementen. Die Konzentrationen liegen oft eine oder gar zwei Zehnerpotenzen unter denen des mittel- oder ostdeutschen Raumes, der in gründlicher Weise von *F. Leutwein*

Tabelle 1

Alter der Kohle	Angereicherte seltene Elemente [1]	Einzugsgebiet des Sedimentationsraumes
Rezent	im Torf Be, As, Pb, Zn, Cu, U	Hochmoore des Moldanubikums
Jungtertiär	in Braunkohle *As*, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Ag, Ge, Mo, Ga, Sn, U	Abtragung alpiner Gesteine und Lagerstätten
Alttertiär	in Glanzbraunkohle *As, Be,* Ge, Pb, Zn, Sn, Ga, U	Abtragung von Gesteinen aus dem Raum der Ostalpen und der Böhmischen Masse
Kreide	in Steinkohle *As, Ge, Cr,* Pb, Zn, Mo, Ti, V, Sn, U	Abtragung saurer und basischer Massengesteine (Gosau)
Jura	in Steinkohle *As, Be, Ge,* Cu, Pb, Zn, V, Ti, Ga, Sn, Cr	Abtragung vorwiegend saurer Massengesteine (Lagerstätten aus der Böhmischen Masse?)
Trias	in Steinkohle *As, Be, Ge, Pb, Zn,* Tl, V, Ga	Geosynklinale extrusiv-sedimentäre Pb-Zn-Vererzung?
Karbon	in Anthrazit u. Graphit *As, Cr,* Sb, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Hg, Mo, Ti, Sn, Tl	Basische Massengesteine (Grünschiefer), paläozoische Vererzungen und Einfluß der alpinen Metamorphose

[1] Im Kursivdruck besonders stark angereicherte Elemente.

und *H. J. Rösler* (Lit. 3) bearbeitet worden ist. Auch im ostalpinen Bereich zeigen jene Kohlenlagerstätten, die sicher oder vermutlich Sedimentzufuhr aus der Böhmischen Masse erhalten haben, erhöhte Gehalte an seltenen Elementen, vor allem an Ge. Die erhöhten Ge-Gehalte zeigen Steinkohlen aus den Lunzer Schichten (Schrambach ∅ 0·02% Ge in der Asche) und Glanzbraunkohlen aus der Molasse des Alpenvorlandes. Leider fehlen zur Zeit noch vergleichende Untersuchungen granitischer Gesteine aus den Ostalpen und dem Varistikum. Eine umfangreiche Arbeit hierüber ist jedoch seitens des Verfassers in Vorbereitung und wird möglicherweise dazu beitragen, diesen auffälligen provinziellen Unterschied zu erklären. Im Hinblick auf Erzlagerstätten ist das varistische Orogen bekanntlich wesentlich metallreicher als die Ostalpen.

In den Rahmen der Untersuchung wurden auch metamorphe Biolithe miteinbezogen. Es wurden von *I. Janda* (Lit. 4) 61 Graphitproben österreichischer Provenienz emissionsspektrographisch auf 24 Spurenelemente untersucht. Bei der

Metamorphose wandern die an die Kohlensubstanz gebundenen Spurenelemente, wie B, Be, Ge oder Zr, in die silikatische Gangart des Graphitgesteines ab. Der Gehalt an seltenen Elementen erfährt so in den Reinstgraphitaschen keine nennenswerten Konzentrationen.

Es wurde versucht, Kriterien für die genetische Herkunft graphitischer Gesteine, Bildung aus Humiten oder Sapropeliten, zu finden. Die aus Kohlen gebildeten Graphitgesteine weisen durchschnittlich höhere Gehalte an Ge, Be und B auf, während die Bitumengraphite V, Mo, Ni und Co angereichert enthalten. Im allgemeinen kann ausgesagt werden, daß die aus Kohlen gebildeten Graphite niedrigere Anreicherungen an seltenen Elementen aufweisen als genetisch und altersmäßig vergleichbare Steinkohlen. Ausführlichere Veröffentlichungen sind in Vorbereitung (Lit. 5).

Literatur

1. *Janda, I.*, und *E. Schroll*, Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. Tsch. Min. u. petr. Mitt. VII (1959), 118—129. — 2. *Brandenstein, M., I. Janda* und *E. Schroll*, Seltene Elemente in österreichischen Kohlen und Bitumengesteinen. Tsch. Min. u. petr. Mitt. VII (1960), 260—285. — 3. *Leutwein, F.*, und *H. J. Rösler*, Geochemische Untersuchungen an paläozoischen und mesozoischen Kohlen Mittel- und Ostdeutschlands. Freiberger Forschungsheft C 19 (1956), 1—196. — 4. *Janda, I.*, Dissertation 1959, Universität Wien. Druck in Vorbereitung. — 5. *Janda, I.*, und *E. Schroll*, Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. XXI. Geolog. Congr. Copenhagen 1960. — 6. *Petraschek, W. E.*, und *E. Schroll*, Verteilungsgesetzmäßigkeiten seltener Spurenelemente in österreichischen Kohlengesteinen. In Vorbereitung.

Diskussion: *Meixner, Preisinger*, Vortragender.

H. Meixner, Knappenberg:

(Lagerstättenuntersuchung der Österreichischen Alpine Montangesellschaft)

Einige bemerkenswerte Mineralfunde in Österreich

In Zusammenarbeit mit Sammlern konnten in den letzten Jahren eine ziemliche Anzahl von Mineralfunden bekanntgegeben werden. Eine kleine Auswahl von besonders interessanten Vorkommen wurde an Hand von ausgewählten Belegstücken gezeigt und erläutert.

1. Strontiumminerale aus Kärnten

Es handelt sich bisher nur um *Cölestin* und *Strontianit*, die bemerkenswerterweise in teilweise recht verschiedenartigen Paragenesen auftreten:

Cölestin-xx auf Erzkalk von Kreuth bei Bleiberg (Lit. 2, 195/197) [Material aus den Sammlungen Amtsrat *F. Herrmann*, Architekt *F. Müller* und Bergdirektor Dipl.-Ing. *K. Tausch*];

Cölestin-xx in der Kernhöhlung eines Nautilus Seelandi aus den Nummulitenmergeln über der Eozänkohle vom Sonnberg bei Guttaring (Lit. 3, 37/38) [Min. Sammlung des Landesmuseums für Kärnten];

Strontianit-xx und *Cölestin*-xx in Fossilhohlräumen des Kreidekalkes von Wietersdorf (Lit. 6, 15) [Prof. *A. Ban* und eigene Aufsammlungen];

Strontianit aus der Kreide von Passering bei Launsdorf und aus der Trias von Pölling bei Launsdorf (Lit. 7, 62) [Schulleiter *W. Gross*].

Während diese Strontiummineralisationen in triadischen und jüngeren Kalkgesteinen durchaus erwartet werden konnten, sind die beiden folgenden Paragenesen völlig überraschende Neufunde:

Cölestin-xx und *Cölestinmetasomatose* in Silikatmarmoren des Hüttenberger Erzberges (Lit. 8) [Dipl.-Ing. *Matz*, Dr. *W. Fritsch* und eigene Aufsammlungen];

Cölestin-xx, *Strontianit* und *Kalziostrontianit* in Klüften des Antigoritserpentins vom Grießerhof bei Hirt (Lit. 9, 45/47); diesem Vorkommen kommt ganz besonderer Wert zu, weil es wieder, wie schon durch den Nachweis von Ankerit und anderen Mineralen der Hüttenberger Paragenese in Klüften dieses Serpentins, auf stoffliche Beziehungen zwischen diesem Antigoritit und der Vererzung des Typus Hüttenberg weist (Lit. 9, 46/47) [Exkursion Min. Inst. Univ. Köln und eigene Aufsammlungen].

2. Weitere Mineralfunde aus dem Serpentin vom Grießerhof bei Hirt in Kärnten

Bis über faustgroße *Dolomit*-Porphyroblasten sind schon einige Zeit aus den von apfelgrünem, grobblätterigem Talk erfüllten Klüften in diesem Antigoritit bekannt. Eine nette paragenetische Vervollständigung brachten für unser Vorkommen die Auffindung von *Apatit* in typischer *Spargelstein*-Ausbildung (nußgroße, knollige Aggregate und bis 1·5 cm große, klare Kristalle) und von zwar nur 3 mm großen, doch gut entwickelten *Ilmenit*-xx (Lit. 9, 47/48) [Exkursion Min. Inst. Univ. Köln und eigene Aufsammlungen].

Ebenfalls erwähnenswert ist eine Stufe mit bis 2 mm großen *würfeligen Magnetit*-xx (Lit. 9, 48/49), die an den berühmten, uralten Fund von Magnetitwürfeln aus der Gulsen bei Kraubath anschließt [eigener Fund].

3. Minerale im Antigoritit vom Islitzfall/Südvenediger, Osttirol

Seit den Arbeiten von *E. Weinschenk* (z. B. Lit. 12) sind mineralreiche Kalksilikatfelse von diesem Vorkommen berühmt geworden. Vor einigen Jahren gelang es, hier schöne *Uwarowit*-xx und *Kämmererit* nachzuweisen (Lit. 5, 20). Jetzt erfolgte eine eingehendere Untersuchung des Hauptgesteins und seiner Mineralisation (Lit. 11). In von Dolomit erfüllten Gängen kommen mehrere Zentimeter große, braune *Klinohumit*-xx, graugrüne *Olivin*-xx und etwas *Brucit* vor. An Erzen fanden sich *Chromit* mit Umwandlung über *Chromspinell* zu *Magnetit*, *Ilmenit* und *Magnetoilmenit*-Entmischungen, sowie *Violarit* mit Zerfall in *Millerit* + *Pyrit*. Eine Besonderheit bildet der erste Nachweis *Lievrit* in den Ostalpen, der mit Magnetit in von Dolomit erfüllten Klüften angetroffen worden ist (Lit. 11) [Material von *A. Steiner*, Bergdir. Dipl.-Ing. *K. Tausch* und vor allem eigene Aufsammlungen].

4. Pseudomorphosen von Leuchtenbergit nach Disthen-xx aus der Magnesitlagerstätte bei Radenthein, Kärnten

Im Talk fielen fingerlange, gelblich gefärbte Stengel auf, die sich aus radialblättrigem *Leuchtenbergit* aufgebaut erwiesen haben. Kernpartien zeigten noch Reste von *Disthen*. Die Umwandlung ist somit als schönes Beispiel einer Magnesiummetasomatose zu bezeichnen [Material mont. *H. Weninger*].

5. Pseudomorphosen von Chloritoid + Sericit nach Staurolith-xx von St. Paul ob Liemberg, Wimitzer Berge, Kärnten

Schwarze, einfache Kristalle, wie charakteristische Durchkreuzungszwillinge, die in Glimmerschiefer liegen, ließen *Staurolith* vermuten, wie er nun verbreitet

im mesozonalen Altkristallin Kärntens nachgewiesen ist (Lit. 7, 82/83). Die mikroskopische Untersuchung lehrte aber, daß die Individuen nun aus *Chloritoid* + *Sericit* bestehen, doch als zweifellose *Pseudomorphosen* nach *Staurolith* aufzufassen sind. Diese eine Diaphthorese bezeugende Umsetzung ist seit ihrer Entdeckung durch *F. Becke* bei Gesteinsbearbeitungen z. B. auch von *F. Angel* und *A. Kieslinger* beobachtet worden. Bei dem neuen Fund handelt es sich aber um bis 2 cm große ehemalige Staurolith-xx, die völlig in der beschriebenen Weise pseudomorphosiert worden sind (Lit. 7, 82 und 104) [Aufsammlung Prof. Dr. *F. Kahler*].

6. Millerit aus dem Blauquarzvorkommen bei Golling, Salzburg

Aus diesem seit über 150 Jahren bekannten Vorkommen, das mineralogisch von *R. Doht* und *C. Hlawatsch* (Lit. 1) vorzüglich bearbeitet worden ist, sind bisher ein Na-haltiger Fe-Amphibol *(Krokydolith)*, Na-haltiger Fe-Pyroxen *(Jadeit-Ägirin)*, *Quarz*-xx, *Chlorit*, *Talk*, *Dolomit*-xx, *Siderit* und *Limonit* bekannt.

Eine paragenetische Ergänzung bringt der Fund von *Millerit*-xx, die als messinggelbe, bis 1 mm lange Nadeln, zu Büscheln aggregiert, zusammen mit Krokydolith und Quarz im nicht näher bestimmten Fe-Karbonat erscheinen (Lit. 10, 47) [Fund von *A. Strasser*].

7. Ein Pyrochlor-Mineral aus dem Pegmatit von Mellach im Gurktal, Kärnten

Das Mineral wurde bei einer geologischen Kartierung in einem schmalen Pegmatit in vereinzelten, dunkelbraunschwarzen pechglänzenden Kriställchen von 1 bis 2 mm Durchmesser gefunden. Die goniometrische Vermessung erbrachte kubische Symmetrie bei vorherschendem (111) neben (100). Deutliche Aktivität zeigte das Verhalten gegenüber dem Geigerzähler. Mit der Dichte 4·59 konnte an ein niobreiches Glied der Pyrochlor-Reihe gedacht werden. Dank dem Entgegenkommen von Prof. Dr. *P. Ramdohr* (Min. petrogr. Inst. d. Univ. Heidelberg) konnte diese Vermutung röntgenspektralanalytisch bestätigt werden und unser Mineral ist als *Uran-Pyrochlor* zu bezeichnen. Dieser Fund erbringt den ersten Nachweis eines Pyrochlorminerals in den Ostalpen [Fund von cand. geol. *M. Zadorlaky-Stettner*].

Weitere Nb-Ta-Minerale, und zwar *Columbit* (Niobit) und *Tapiolit* sind seit etwa einem Jahrzehnt aus dem Pegmatit von Spittal an der Drau bekannt (Lit. 4).

Literatur

1. *Doht, R.*, und *C. Hlawatsch*, Über einen ägirinähnlichen Pyroxen und Krokydolith vom Mooseck bei Golling, Salzburg. Verh. d. geolog. R. A., Wien 1913, 79—95. — 2. *Meixner, H.*, Neue Mineralvorkommen aus den Ostalpen I. Heidelberger Beiträge z. Min. u. Petr. 2 (1950), 195—209. — 3. *Meixner, H.*, Cölestin vom Sonnberg bei Guttaring, Kärnten. Carinthia II. *139/140* (1950), 37—38. — 4. *Meixner, H.*, Zur erzmikroskopischen Unterscheidung der Tantalit-Tapiolit-Phasen, unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal an der Drau, Kärnten. N. Jb. f. Min., Mh. (1951), 204—218. — 5. *Meixner, H.*, Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen XIII. Carinthia II. *144* (1954), 18—29. — 6. *Meixner, H.*, Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen XIV. Carinthia II. *145* (1955), 10—25. — 7. *Meixner, H.*, Die Minerale Kärntens I. 21. Sonderheft der Carinthia II. 1957. — 8. *Meixner, H.*, Über das Vorkommen von Cölestin-xx und Cölestinmetasomathose in den Silikatmarmoren des Hüttenberger Erzberges, Kärnten. Fortschritte der Mineralogie *36 (1958)*, 53—54. — 9. *Meixner, H.*, Einige interessante Mineralfunde (Strontianit-, Cölestin, Apatit-, Ilmenit- und würfelige Magnetit-Kristalle) aus dem Antigoritserpentin vom

Grießerhof bei Hirt in Kärnten. Carinthia II. *69* (1959), 44—49. — 10. *Meixner, H.*, Neue Beobachtungen durch Sammlerhilfe bei mineralparagenetischen Forschungen. Der Karinthin, Folge 39 (1959), 46—51. — 11. *Meixner, H.*, Mineralisation in einem Serpentin der Hohen Tauern (Islitzfall, Venedigergruppe, Osttirol). Abh. d. N. Jb. f. Min. *94*, Festschrift *Ramdohr* (1960), 1309—1332. — 12. *Weinschenk, E.*, Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Z. Krist. *26* (1896), 337—508.

A. Schiener: Neuerwerbungen des naturhistorischen Museums.

E. Zirkl:

Alpine Klüfte als geologische Wasserwaagen

Das Stubachtal, im engeren Bereich der Totenkopf, hat seit dem gewaltigen Bergsturz im Jahre 1914 eine derartige Fülle an prachtvollen Mineralien, wie Olivin, Apatit, Magnetit, Scheelit, Vesuvian, Ilmenit und andere, geliefert, daß dieser Fundort zu einem allgemein bekannten Begriff in mineralogischen Fach- und Sammlerkreisen geworden ist. Die angeführten und eine Reihe anderer (bisher sind dem Vortragenden etwa hundert Mineralien vom Totenkopf bekannt) gehören aber fast alle der Mineralgesellschaft an, die wir bisher (oder wenigstens zum Teil) auch von anderen Serpentinstöcken und ihren Kontaktbildungen (Hessonit, Vesuvian, Zirkon, Chlorit usw.) kennen. Darüber hinaus ist von alpinen Kluftmineralien der näheren Umgebung des Totenkopfes und der benachbarten Hohen Riffl nur wenig bekannt, obwohl es in den steil nach Westen und Norden abfallenden Wänden aus Zentralgneis, Amphibolit und anderen kristallinen Schiefern zahlreiche Klüfte gibt. Sie sind zwar in erster Linie von Bergkristall, Rauchquarz, Adular und Periklin erfüllt, doch sind auch schon Prehnit, Anatas, Rutil, Turmalin, Sphen und andere gefunden worden. Ein besonders stark von Klüften durchsetztes Gebiet sind die Wände unter dem Kapruner Törl, die nach Süden bzw. Südwesten zwischen das Obere Rifflkees (Totenlöcher) und Untere Rifflkees hineinziehen.

Etwa 550 m südlich vom Kapruner Törl wurde vor einigen Jahren im Amphibolit eine kleine, noch geschlossene Kluft entdeckt, aus der nach ihrer Öffnung zuerst nur lockerer Chloritsand mit einigen losen, oberflächlich limonitisierten Pyritwürfeln (1 bis 2 cm) herauskamen. Dann folgten (etwa 30) vom Eis bereits losgesprengte kurzsäulige Bergkristalle. Sie waren zwischen 1 und 5 cm lang und 1 bis 2 cm dick. An ihnen war zunächst auffällig, daß einige vollkommen wasserklare Köpfe hatten, während die anderen ganz von Chlorit durchsetzt waren. Nach diesen Funden war die Kluftöffnung bereits so groß wie ein Kürbis. Nach der Entfernung des Chlorits kamen immer noch Bergkristalle zum Vorschein, deren Tracht sich aber mit einem Schlage änderte. Es waren nun langsäulige Quarze mit 5 bis 10 cm Länge und einer Dicke von etwa 1 cm. Sie hatten meist auf ihrer ganzen Länge Chloriteinschlüsse und rauhe Oberfläche. Wenn die Köpfe ebenfalls Chlorit enthielten, waren diese zwar spitz zulaufend, aber ohne erkennbare Rhomboederflächen. Manche waren in immer wiederkehrenden spitzen Winkeln von 84° [(11$\bar{2}$2), Japaner Gesetz], 66° [Zwilling nach (11$\bar{2}$1)], und 43° [Zwickauer Gesetz (*Zyndel*, 1913)] verzwillingt, wie sie *G. Horninger* (1950) vom Möllstollen und *G. Gasser* (1913) vom „Gliedergang" beim Pfitscher Joch abgebildet und beschrieben haben. Wegen der Größe der Kristalle und der rauhen Flächen war eine goniometrische Vermessung nicht möglich. Schöne Drusen konnten aber zunächst nicht geborgen werden. Erst daheim, nach der Sichtung des Gesamtmaterials konnten mehrere Kristalle leicht zu einer spar-

rigen Druse (Abb. 1) zusammengefügt werden. An dieser nun wurde eine recht interessante Beobachtung gemacht: Es geht nämlich durch die ganze Kristallgruppe eine Ebene (ein Niveau), unter der die Quarze Chlorit eingeschlossen und eine rauhe Oberfläche haben, während sie darüber vollständig klar und einschlußfrei sind. Auch die daraufhin untersuchten Einzelkristalle mit klaren Partien zeigen Ähnliches: Auch durch sie geht eine mehr oder weniger ebene Grenze, die die reinen von den einschlußreichen Teilen scheidet.

Ein Jahr später fand sich in der Westwand des Totenkopfes, in 2930 m Höhe knapp über der Randkluft des Rifflkeeses, ebenfalls in Amphibolit neuerlich eine — weit größere — Kristallkluft, die nochmals eine ähnliche Beobachtung zuließ.

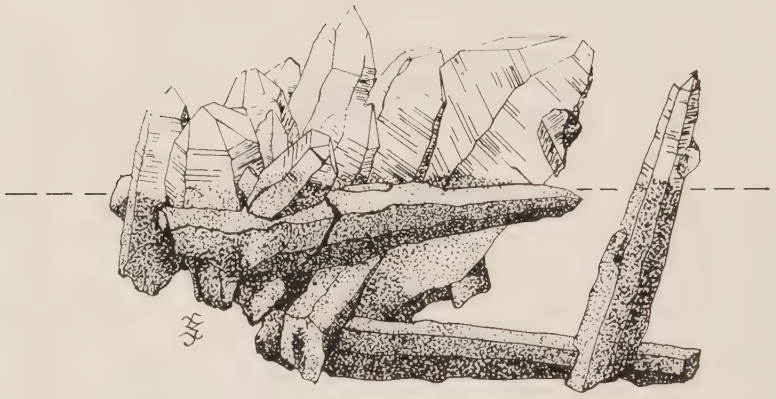


Abb. 1. Bergkristalldruse aus einer Kluft S Kaprunertörl, Stubachtal. Die Bergkristalle sind über der strichlierten Linie farblos und einschlußfrei, darunter sind sie ganz von grünem Chlorit durchsetzt und undurchsichtig. Etwa $^2/_3$ der natürlichen Größe. (Zeichnung *E. J. Zirkl.*)

Nach dem Ausnehmen der Kluft war sie so groß und tief, daß man bequem darin sitzen und mit Hammer und Meißel arbeiten konnte. Sie hatte gotisches Profil, 40—50 cm Breite und 1 m Höhe (Abb. 2). Die Wände waren von schneeweißen, 2—3 cm großen Periklinkristallen ausgekleidet, auf denen im oberen Teil der Kluft weniger, aber größere (bis 15 cm) und durchsichtige bzw. durch winzige Gasblasen getrübte Bergkristalle in unregelmäßiger Verteilung aufsaßen. In der unteren Hälfte wurden die Bergkristalle zwar häufiger, dafür aber auch kleiner. Eine Unzahl (mehrere hundert) lag lose im Chloritsand. Viele hatten unebene Bruchflächen, waren also nach ihrem Wachstum abgebrochen. Aber immer tiefer in der Chloriterde eingebettet kamen doppelendige und zum Teil an einer Spitze dickere (maiskolbenähnliche) Quarze zum Vorschein. Nach weiterem Graben änderte sich die Situation wieder ziemlich unvermittelt: Es folgten größere Gesteinsbrocken mit Periklinumkleidung, auf denen pfriemenförmige Quarzkristalle, oft in Zeilen angeordnet, aufsaßen. Ebenso war der Chlorit erfüllt von gleichen Einzelindividuen und von platten- und gitterartig verwachsenen Drusen (Abb. 3) von einmaliger Schönheit. Die Durchschnittsgröße dieser Kristalle ist 3 cm, der größte mißt 11 cm. Die Drusen und Gruppen bestehen nun fast ausschließlich aus doppelseitig ausgebildeten Kristallen, die kreuz und quer in der Hauptebene der Drusen liegen oder diese durchspießen. An der Oberseite sind sie farblos oder weiß, an der Unterseite dagegen durch Biotiteinschlüsse schokoladebraun. Zusätz-

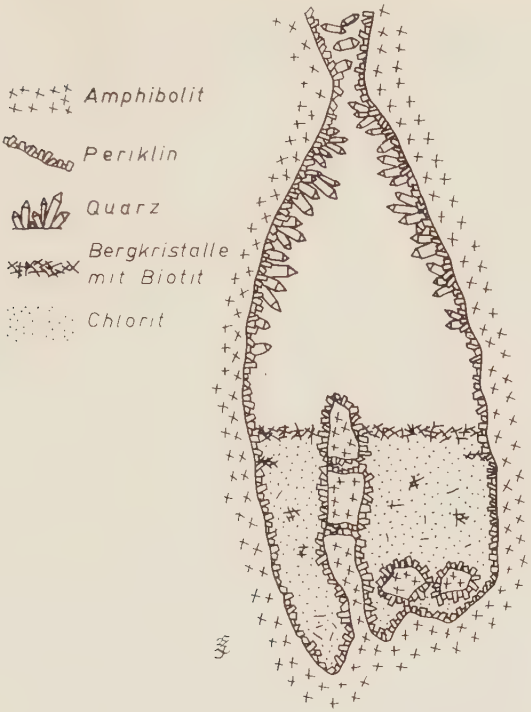


Abb. 2. Rekonstruktion (schematisch) der großen Kristallkluft in der Westwand des Totenkopfes, Stubachtal, Salzburg. Die Höhe ist etwa 100 cm, die Breite 40 cm. (Zeichnung *E. J. Zirkl.*)

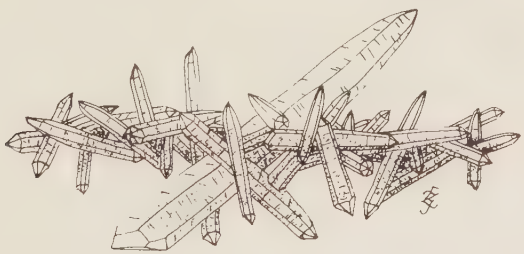


Abb. 3. Bergkristalldruse aus der großen Kluft in der Westwand des Totenkopfes, Stubachtal, Salzburg. Die Kristalle sind in der oberen Hälfte farblos und klar, in der unteren durch Biotiteinschlüsse braun gefärbt. Etwa natürliche Größe. (Zeichnung *E. J. Zirkl.*)

lich ist die obere Hälfte der Kristallgruppen von feinem weißen bis gelblichen Gesteinsmehl überzuckert, so daß dadurch die Unterscheidung von oben und unten erleichtert und gleichzeitig gesichert wird. Die Quarzkristalle sind auch hier nach den verschiedensten Gesetzen verzwillingt. Eine Vermessung und statistische Auswertung des reichen Materials wird später erfolgen.

Vom ersten Auftreten dieser neuen Art der Bergkristalle war es nur mehr 20—30 cm bis zum Grund der Kluft. Eine dicke (10—15 cm) Gesteinssepte ragte von unten in die Kluft herein. Von ihr stammen offensichtlich die mit Feldspat überzogenen Gesteinsbrocken.

Es wurde nun der Versuch unternommen, den ursprünglichen Zustand in der Kristallkluft zu rekonstruieren (Abb. 2). Danach müssen die zeilenförmig angereihten Kristalle an den Kluftwänden und auf den von dem Septum stammenden Trümmern als Wasserstandsmarken angesehen werden. Wenn man die Stücke so aufstellt, daß die Gesteinsoberfläche mehr oder weniger senkrecht, die Kristallzeilen aber waagrecht liegen, ist auch hier die obere Hälfte der Quarze geopetal von feinem Sand bestäubt. Diese Kristalle zeigen damit an, daß die Kluft zu einem gewissen Zeitpunkt, nämlich als die braunen Quarze wuchsen, einige Dezimeter hoch von Flüssigkeit, eben der die Kluftmineralien ausscheidenden Lösung, erfüllt war. Ähnliche Wasserstandsmarken aus Kalzitkristallen sind z. B. in verschiedenen Tropfsteinhöhlen bekannt und nichts Außergewöhnliches.

Von den gitterartigen Drusen muß man annehmen, daß auch sie an der Oberfläche dieser Lösung entstanden sind. So lange die Kristalle noch winzig klein waren, konnten sie infolge der Oberflächenspannung am Lösungsspiegel schwimmen. Dann verbanden sie sich so miteinander, daß sie auch nach dem Erreichen von einigen Zentimetern Größe nicht absanken. Während des ersten Wachstums wurden neben Quarz auch noch Biotitplättchen ausgeschieden und von den Bergkristallen als Einschlüsse aufgenommen. Da nun alle Kristalle eine dünne, vollständig klare Außenzone haben und die braunen, älteren Teile als schön idiomorph begrenzte Phantome durchscheinen, könnte man schließen, daß die Quarzkristallisation auch noch weiterging, als die Biotitplättchen schon abgesunken waren. Doch besteht die Möglichkeit, daß sich die klare Außenzone zu einem noch späteren Zeitpunkt bildete, als die ganze Kluft neuerlich von Lösung erfüllt wurde und damit die Möglichkeit für die Bildung der klaren und weißen Bergkristalle in der oberen Hälfte gegeben war.

Es gibt allerdings keinen Beweis für diese Kristallisationsfolge und die Bildung könnte sich auch in der Reihung abgespielt haben, daß zuerst die Kluft von Lösung voll ausgefüllt war und sich Periklin und die oberen Bergkristalle bildeten. Dann sank der Lösungsspiegel ziemlich rasch bis zu unserer Wasserstandsmarke, wo er einige Zeit stagnierte. Nun bildeten sich die Drusen mit den braunen Biotitplättchen. Der Biotit sank langsam in der Lösung nach unten, so daß die klare Zone an den Bergkristallen wachsen konnte. Als letzte Ausscheidung entstand der Chlorit. Erst viel später, als die Kluft schon trocken war, wurden die Drusen und Kristalle entweder von Erdbeben oder durch Eissprengung aus ihrer ursprünglichen Lage gebracht und sie fielen in die Chloriterde.

Wenn wir auch die Abfolge der Mineralbildung nicht genauer rekonstruieren können, so steht doch fest, daß wir in beiden Klüften die Abbildung von ursprünglich horizontalen Niveaus oder Ebenen vor uns haben. Im ersten Fall ist es die obere Grenze der Chloriteinschlüsse in den Quarzen. In der zweiten Kluft sind es die Wasserstandsmarken in Form von Bergkristallzeilen und die braunen Drusen. Zwar ist es noch nicht gelungen, diese „Horizontalen" in den Klüften selbst zu identifizieren und einzumessen, aber in Zukunft sollte auf diese wohl neue Art von Geopetalgefüge geachtet werden. Man könnte auf tektonische Verstellungen seit der Kluftmineralbildung und vielleicht sogar — eine genügend große Anzahl von Beobachtungen vorausgesetzt — auf die Aufwölbung der Tauern schließen.

Literatur

Gasser, G., Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Innsbruck (1913), 75—76. — *Horninger, G.*, Schwebend gebildete Berg-Kristalle aus dem Möllstollen. Der Karinthin, Folge 12 (1950), 266—269. — *Zyndel, F.*, Quarzzwillinge mit nicht parallelen Hauptachsen. Z. f. Kristallographie *53* (1913), 17.

Diskussion: *Hamilton, Meixner, Preisinger, Wieden, Zemann.*

K. Kontrus:

Neue Scheelit- und Datolithvorkommen in den Ostalpen

Von der Ankogelgruppe ist schon länger ein Scheelitvorkommen bekannt, über das der Verfasser in der Zeitschrift „Karinthin" (Lit. 1) seinerzeit genauer berichtet hat. Im Jahre 1949 konnte nun am Plattenkogel in Seehöhe 2900 m eine zweite Fundstelle für Scheelit festgestellt werden. Anläßlich der Öffnung mehrerer Mineralklüfte an der Randkluft des Lassacherkeeses durch den Verfasser, welche hauptsächlich violette Kalzite, Sphen und Muskovit enthielten, wurden auch Aufschlußarbeiten für die Nachbarklüfte gemacht, diese jedoch nicht ausgebeutet. Herr *Weißensteiner* und Herr *Tischler* aus Mallnitz, die ein Jahr später diese Fundstelle aufsuchten, öffneten diese Nachbarklüfte ganz und fanden nun einen kleinen Hohlraum, der mit feinem Serizit (Muskovit) gefüllt war. In der Hohlraumfüllung eingebettet und zum Teil auch auf der Kluftwand aufgewachsen, fanden sich blaß orangegelbe Kristalle, die anfänglich für Kalzit gehalten wurden, später jedoch als Scheelit erkannt werden konnten. Die Scheelitkristalle, die in relativ großer Menge vorkamen, hatten eine maximale Größe von ca. 1·5 cm und zeigten einfache Formen mit den Flächen (111) und (101). Sie waren größtenteils doppelendig ausgebildet. Die Flächen (101) waren diamantglänzend, die Flächen (111) seidenglänzend und geätzt. Die Kristalle waren orangegelb durchscheinend bis milchig.

Die *vorgefundene Paragenese* ist Ankerit-Kalzit-Scheelit, Muskovit (Serizit), Chlorit. Interessant ist, daß die früher in dem aplitischen Amphibolit aufgefundenen Nachbarklüfte als erste Abscheidung an der Kluftwand einen feinen Kristallrasen von Baryt zeigten. Es liegt also die Vermutung nahe, daß der Inhalt der aufgefundenen Klüfte älteren Pematitgängen entstammt und durch Umkristallisation in die heutigen Klüfte gelangt ist, ähnlich wie es der Verfasser schon bei den Scheelitvorkommen vom Elschekamm (Lit. 1) vermutet hatte. Auch dort wurde eine an die Zinnstein-Paragenese erinnernde Abfolge aufgefunden, wie Molybdänglanz-Scheelit-großblättriger Glimmer(Muskovit-Chlorit)-Periklin. *Die Tracht des Baryts* ähnelt sehr der Tracht, die in jüngeren Erzgängen angetroffen wurde, wie sie in Bleiberg und Brixlegg vorkommen. Dünntafelige Kristalle, die sich zu Kristallstöcken zusammensetzen, diese werden von den Brixlegger Bergleuten als Häubchen bezeichnet. Die Farbe ist blaßrosa bis gelblich.

Die Fluoreszenz der Plattenkogel-Scheelitkristalle im langwelligem UV-Licht ist intensiv dottergelb, im Gegensatz zu dem Scheelit, der am Elschekamm vorkommt, der nur schwach grünlich fluoresziert. Jedenfalls handelt es sich bei den Scheeliten vom Plattenkogel um Kristalle, die als reine alpine Kluftminerale anzusprechen sind. Die Kluftscheelitkristalle aus den bekannten Fundorten Knappenwand, Kratzenberg, Söllnkar, sind meist farblos und fluoreszieren nicht.

Datolith- und *Scheelit*-Neufunde von der *Riffl*nordwand im Stubachtal

Im Amphibolit, der unter dem Serpentinzug der Rifflnordwand durchzieht, konnten im Sommer 1956 und 1957 von dem sehr rührigen Sammler Herrn Anton Winter (Enzingerboden) zwei sehr interessante Neufunde gemacht werden. Beide stammen aus dem schwer zugänglichen Teil des Amphibolits, der unter dem Keesabbruch des oberen Rifflkeeses liegt, den sogenannten Totenlöchern. Die Arbeit an der Fundstelle ist durch die dauernden Eisabbrüche vom oberen Rifflgletscher äußerst gefährlich. Herr Winter hatte die Freundlichkeit, dem Berichterstatter eine Stufe zur Verfügung zu stellen, auf der folgende Paragenese festzustellen ist: *Adular,* Albit, Prehnit, *Datolith,* Kalzit. Die Datolithkristalle sind sehr flächenreich, konnten aber nicht vermessen werden. Sie sind wasserklar bis milchig, nur die größeren Individuen sind trüb und werden bis 2 cm groß. Einzelne Kristalle sind leicht verwittert, vermutlich durch Weglösen des jungen Kalzits durch das Gletscherwasser.

Bei einer Begehung der gleichen Fundorte im Sommer 1957 gelang Herrn Winter die Auffindung einer Kluft, die die Paragenese *Albit,* Adular-*Kalzit-Scheelit* enthielt. Die Scheelit^{xx} sind zu einem Kristallstock vereint und zeigen die Flächen (111) und (101). Es sind noch weitere Flächen feststellbar, die jedoch, ohne die Stufe zu zerstören, nicht vermessen werden konnten. Die Kristalle sind wasserklar, durchsichtig bis durchscheinend, diamantglänzend und zirka $2 \times 1 \times 1$ cm groß. Die Fluoreszenz im langwelligen UV-Licht ist intensiv hellgelbgrün.

Nach der Art des Vorkommens handelt es sich auch hier um ein typisches *Kluftmineral,* im Gegensatz zu den Scheeliten, die relativ häufig auf dem unteren Rifflkeesboden, eingeschlossen in Bergleder, aufgefunden wurden und noch werden. Die Fluoreszenz dieser aus dem Bergleder stammenden Scheelite ist schwach gelbbraun bis grünlich.

Obwohl es nicht in den Rahmen dieses Berichtes paßt, möchte ich noch eine von Herrn Winter aufgefundene interessante Fundstelle erwähnen. An den Gipfelwänden der Hohen Filleg westlich des Weißsees stieß Herr Winter auf eine mit Rauchquarz gefüllte Kluft, welche die seltene Paragenese Adular-Rauchquarz-Bleiglanz-Cerussit-Anglesit-Wulfenit und als jüngstes Glied der Abfolge dunkelblauen *Anatas* zeigte. Die Anataskristalle sind einfache Bipyramiden und zirka 1 mm groß. Die Bleiglanzwürfel sind stark korrodiert und mit Cerussit-Anglesit und Wulfenitkristallen bedeckt. Die Wulfenitkristalle zeigen einen würfeligen Habitus und sind bis 1·5 mm groß, gelbgrün gefärbt.

Eine ähnliche Paragenese erwähnte Prof. *Parker* vom Tiefengletscher in der Schweiz, aber ohne Anatas (Lit. 2).

Ich möchte an dieser Stelle Herrn Winter für die freundliche Überlassung des Materials und für die Information über die Fundorte danken und hoffe, daß er uns noch manche interessante Fundstelle aufspürt.

Literatur

1. *Kontrus, K.,* Karinthin, Heft 4. — 2. *Parker,* Mineralfunde der Schweizer Alpen. 1954, S. 70.

Diskussion: *Meixner, Schiener.* Vortragender.

Hauptexkursion

am 4. Oktober 1959

in das Burgenland. Die Führung lag in den Händen von *P. Wieden, H. Wieseneder* und *E. Zirkl.* 39 Teilnehmer.

A. F. Tauber:

Die Bohrung Mörbisch

Der Neusiedler See ist nicht als Erosionswanne einer Urdonau aufzufassen. Er ist vielmehr in einem jungen Senkungsgebiet entstanden, das eine mangelhafte Entwässerung aufweist und einen Steppensee entstehen läßt, der in trockenen Zeiten zeitweise zum Verschwinden kommen kann.

Der See hat beim heutigen Wasserstand einen Salzgehalt von 1·5 g/l.

Die Zusammensetzung des alkalischen Wassers (pH 8·5—9) ist etwa wie folgt anzugeben:

100 mg/l	Mg^{+2}
20 mg/l	Ca^{+2}
330 mg/l	Na^{+1}
200 mg/l	Cl^{-1}
400 mg/l	SO_4^{-2}
500 mg/l	HCO_3^{-1}

Bemerkenswert ist die weitgehende Enthärtung des Wassers. Die Schlamme des Neusiedler Sees bestehen im wesentlichen aus Quarz, Feldspäten, Glimmer, Chlorit, Montmorillonit, Illit, Kalzit, Dolomit und Protodolomit, Schwefelkies.

Authigene Bildungen sind nach bisherigen Untersuchungen sicher ein Teil der Karbonate und der Schwefelkies.

Die angegebenen Ionenkonzentrationen können aber durch Eindampfen von Oberflächenwässern oder etwa durch den Zufluß des Wulka-Baches nicht allein erklärt werden.

Der See, wie auch die Zicklacken im Seewinkel, werden durch salzhaltige Tiefen- und Grundwässer mitbeeinflußt.

Durch Bohrungen bis zu 200 m wurden im oberen Pannon bei Mörbisch chloridreiche (muriatisch-salinische) Wässer mit einem Salzgehalt von 37·5 mg/l festgestellt. Die Entstehung dieser Solwässer ist noch Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Literatur

Landschaft Neusiedler See, Wiss. Arbeiten aus dem Burgenland Heft 23 (1959).

Sammlerabend

am 23. November 1959

Etwa 40 Damen und Herren aus dem Sammlerkreis bringen zum Teil recht beachtliche Funde aus Österreich. Unter anderen: *F. Scherzer:* blaue Berylle aus dem Habachtal, östlich der Wenserscharte, und von Rußland (Habachtal); *R. Ertl:* Bergkristalle mit Rutileinschlüssen aus der Nordwand des Sonnblicks; *L. Jara:* Zeolithe in Hohlräumen des Basaltes von Kollnitz im Lavanthal; *G. Zahner:* Zoisit und Axinit von Maishofen bei Zell am See; *W. Milan:* durchsichtige Berylle von Neumarkt im Mühlkreis.

Generalversammlung

am 1. Februar 1960

Die für 18 Uhr einberufene Hauptversammlung war wegen der bis zu diesem Zeitpunkt zu geringen Anzahl der erschienenen Mitglieder nicht beschlußfähig, deshalb fand um 18.20 Uhr eine 2. Hauptversammlung statt, die nach den Satzungen der Gesellschaft auf jeden Fall beschlußfähig war.

Nach der Begrüßung der Anwesenden durch den 1. Vorsitzenden, *H. Wieseneder,* trägt der Schriftführer *E. Zirkl* den Jahresbericht vor:

Der Vorstand setzte sich im Berichtsjahr aus folgenden Personen zusammen: 1. Vorsitzender: *H. Wieseneder,* 2. Vorsitzender: *A. Schiener,* 3. Vorsitzender: *F. Machatschki,* 4. Vorsitzender: *K. Kontrus,* Schriftführer: *E. Zirkl,* Kassier: *H. Scholler,* Vorstandsmitglieder: *G. Hamilton, H. Karabacek, A. Preisinger, P. Wieden.* Beiräte: *W. Freh* (Linz), *H. Heritsch* (Graz), *H. Meixner* (Knappenberg), *B. Sander* (Innsbruck), *K. Tausch* (Leoben).

Im Jahre 1959 ist die Mitgliederzahl von 138 auf 153 gestiegen. 1 Mitglied (Dr. *Körner*) ist gestorben, 16 Personen sind der Gesellschaft beigetreten, und

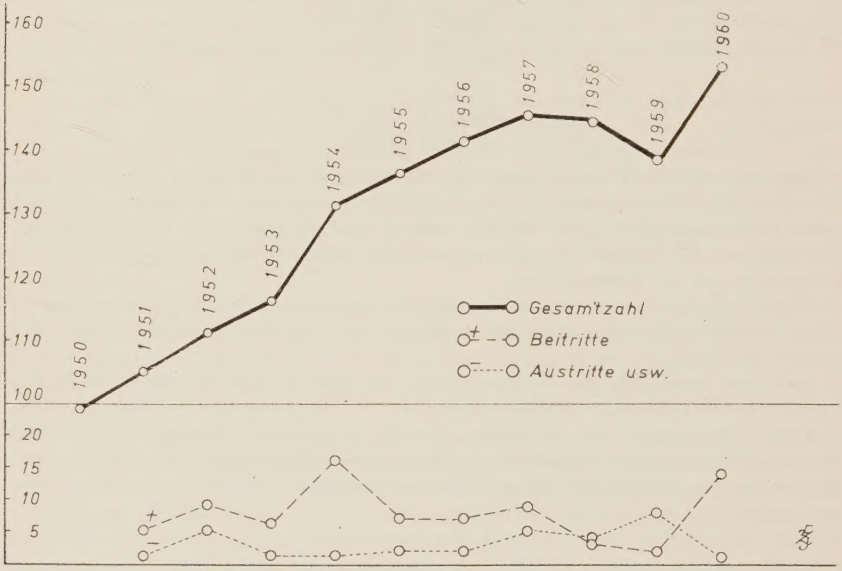


Abb. 1. Mitgliederbewegung der ÖMG von 1950—1960

zwar: *M. Berger, R. Ertl, F. Habashi, F. Jelinek, E. Kahler, M. Kirchmayer, G. Kurat, W. Milan, E. Neumayer, G. Partsch, W. Richter, F. Scherzer, R. Solel.*

Im vergangenen Jahre wurden insgesamt 20 Veranstaltungen mit zusammen 540 Teilnehmern abgehalten. (Im Durchschnitt wurde jede Veranstaltung von 27 Personen besucht.) Davon waren 11 Monats- bzw. Vortragsversammlungen (darunter die Hauptversammlung am 9. März 1959), fünf Kursabende des von Dr. *Scholler* durchgeführten Edelsteinkurses und die Herbsttagung, weiters drei Exkursionen, eine gemeinsam mit dem „Kolloquium für angewandte Mineralogie" und die beiden Exkursionen anläßlich der Herbsttagung.

Im vergangenen Jahr konnte leider kein Heft der „Mitteilungen" und auch kein Sonderheft erscheinen. Der Notring der wissenschaftlichen Verbände hat aber für die Herausgabe eines Sonderheftes im Jahre 1960 einen größeren Betrag zur Verfügung gestellt.

Die Sammlerabende haben allgemein Anklang gefunden. Die Teilnehmer waren so zahlreich, daß die Bibliothek des Mineralogisch-petrographischen Institutes zu eng wurde. Von seiten der Sammler wird angeregt, die Sammlerabende noch öfter abzuhalten.

Der Vereinsvorstand trat in sieben Sitzungen zusammen, drei der Ausschußmitglieder haben für die Herbsttagung eine Vorexkursion durchgeführt.

An der 1. Generalversammlung der International Mineralogical Association in Zürich haben die Herren *F. Machatschki, A. Preisinger* und *A. Schiener* teilgenommen.

Unser 3. Vorsitzender und langjähriges Mitglied Prof. Dr. Felix *Machatschki* wurde im Juni 1959 von der Akademie der Wissenschaften zu Göttingen zum korrespondierenden Mitglied ernannt. Am 3. November wurde ihm in Pittsburgh, Pennsylvania, von der Mineralogical Society of America die *Roebling-Medaille*

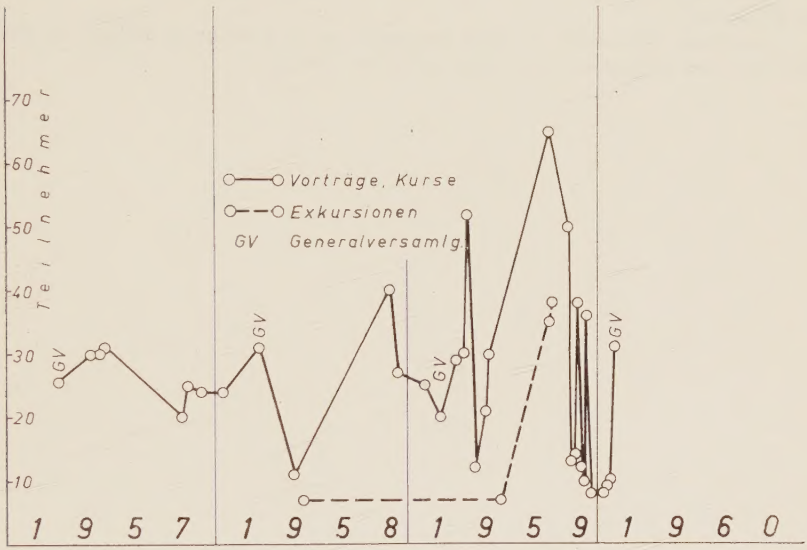


Abb. 2. Veranstaltungen der ÖMG von 1957—1959.

während der Jahrestagung 1959 der MSA feierlich überreicht. Die Washington-*A.-Roebling*-Medaille ist die höchste Auszeichnung, die die Mineralogical Society of America verleihen kann. 1937 wurde sie zum ersten Male und bisher nur 18mal verliehen. Prof. *F. Machatschki* ist der fünfte europäische Inhaber der *Roebling*-Medaille.

Kurze Zeit später wurde Prof. *Machatschki* Honorary Fellow der Mineralogical Society of America.

Danach verliest der Kassier *A. Scholler* den Kassenbericht, wonach im Jahre 1959 mehr als S 21.000.— eingegangen und etwas mehr als S 16.000.— ausgegeben wurden. Der Kassenstand betrug am 25. Jänner 1960: S 5642.69. Der Kassenprüfer, *H. Salzer*, hat die Überprüfung der Verrechnung und der Kasse vorgenommen und beantragt die Entlastung des Kassiers und gleichzeitig den Dank für seine Mühewaltung. Der Antrag wird einstimmig angenommen.

Nächster Punkt der Tagesordnung ist die Wahl der Vorstandsmitglieder. Mit überwiegender Mehrheit wird der Vorschlag des Vereinsvorstandes angenommen. Als Rechnungsprüfer werden *A. Salzer* und *F. Opawa* wiedergewählt. Der Mitgliedsbeitrag bleibt unverändert: S 30.— für ordentliche Mitglieder und S 5.— für Studenten.

Nach Erledigung aller Punkte der Tagesordnung wird die Veranstaltung als Monatsversammlung fortgesetzt. Es sprechen:

A. Schiener:

Bericht über die IMA in Zürich, im September 1959. Generalversammlung, Kommissionssitzungen und Exkursionen „West".

A. Preisinger:

Ergebnisse der wissenschaftlichen Sitzungen.

Anschließend zeigt *K. Tausch* (Leoben) Lichtbilder von der Exkursion „West" ins Binnental.

Ausstellung: Mineralien aus dem Binnental von *K. Kontrus, R. Metzger, E. Zirkl* und aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.